



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

HUELGOAT

HUELGOAT

La carte géologique à 1/50 000
HUELGOAT est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : MORLAIX (N° 58)
au sud : CHÂTEAULIN (N° 73)

Landerneau	Morlaix	Belle-Isle-en-Terre
Le Faou	HUELGOAT	Carhaix-Plouguer
Châteaulin	Gourin	Rostrenen



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
HUELGOAT A 1/50 000**

par

C. CASTAING

avec la collaboration de

**M. BEURRIER, J.Y. CALVEZ, P. CHÈVREMONT, L. CLOZIER,
J.R. DARBOUX, J. GARREAU, J. GUIGUES, Y. HERROUIN,
M. LE GOFFIC, B. MONOT, A. PELHÂTE, J. ROLET, P. THONON**

1988

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES, VOLCANO-SÉDIMENTAIRES, VOLCANIQUES ET HYPOVOLCANIQUES D'ÂGE BRIOVÉRIEN A PALÉOZOÏQUE</i>	5
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES HERCINIENNES</i>	16
<i>FORMATIONS FILONIENNES TARDI-TECTONIQUES</i>	18
<i>FORMATIONS D'ALTÉRATION ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	19
APERÇU GÉOMORPHOLOGIQUE ET NÉOTECTONIQUE	20
ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE	23
<i>DE L'ORDOVICIEN AU DÉVONIEN SUPÉRIEUR, L'ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DE LA PLATE-FORME STABLE DU DOMAINE CENTRE ARMORICAIN OCCIDENTAL</i>	25
<i>DU DÉVONIEN SUPÉRIEUR A LA FIN DU CARBONIFÈRE, LE RÔLE DE LA TECTONIQUE CISAILLANTE DANS L'OROGENÈSE BRETONNE</i>	28
<i>A LA FIN DU CARBONIFÈRE, LES EFFETS DE LA TECTONIQUE CASSANTE</i>	42
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	42
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	42
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	50
OCCUPATION HUMAINE DU SOL	55
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	57
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	57
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	57
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	62
AUTEURS DE LA NOTICE	62

INTRODUCTION

La feuille Huelgoat à 1/50 000 est située dans le département du Finistère, à cheval sur les deux grandes entités géomorphologiques de Bretagne centrale que sont l'axe des Monts d'Arrée au Nord et le bassin carbonifère de Châteaulin au Sud. Le massif granitique de Huelgoat, intrusif dans les formations schisto-gréseuses et volcano-sédimentaires briovériennes, ordoviciennes et siluro-dévonniennes, au cœur d'une structure anticlinale, donne la caractéristique structurale à cette feuille.

Ce massif de granite, composé de plusieurs faciès emboîtés, et la structure anticlinale qui l'entoure occupent plus du quart nord-ouest de la feuille. Avec le pluton granitique, le cœur anticlinal est formé de terrains briovériens existant sous le marais Saint-Michel et retrouvés en bordure est du granite. De part et d'autre de ce cœur briovérien, le granite est ceinturé par les Grès armoricains et les schistes et quartzites de Plougastel qui forment, au Nord-Ouest, la crête des Monts d'Arrée. Au Nord de celle-ci affleure le granite de Commana.

Au Sud de cette structure anticlinale bien dessinée par les terrains du Paléozoïque inférieur, affleure une bande de terrains dévoniens, depuis l'extrême Ouest jusqu'au quart nord-est de la feuille. Au Nord-Est apparaissent des faciès volcano-sédimentaires et des métavolcanites, bien représentés dans le synclinal de Bolazec qui se développe sur les feuilles Morlaix et Belle-Isle-en-Terre.

Le passage entre cette bande dévonienne et le monotone bassin de Châteaulin qui occupe la moitié sud de la feuille, est complexe. Ce passage correspond au domaine des séries volcaniques et volcano-détritiques struniennes et viséennes accompagnant l'ouverture syntectonique du bassin. Ce bassin "culm" constitue une vaste dépression depuis la Rade de Brest jusqu'à la région de Belle-Isle-en-Terre.

La structuration principale de ce secteur, situé à l'Ouest de la zone centrale armoricaine et sous le cisaillement nord armoricain, est essentiellement due à la phase bretonne. Cette phase est à l'origine d'un plissement polyphasé avec développement d'un métamorphisme épizonal et mise en place du granite de Huelgoat. Ces déformations vont de fait avec un important régime cisailant dextre se manifestant particulièrement au niveau des Monts d'Arrée.

L'essentiel de l'évolution géologique se termine avec la tectogenèse carbonifère qui va surtout structurer les dépôts du bassin de Châteaulin.

DESCRIPTON DES TERRAINS

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES, VOLCANO-SÉDIMENTAIRES, VOLCANIQUES ET HYPOVOLCANIQUES D'ÂGE BRIOVÉRIEN A PALÉOZOÏQUE

Formation du Briovérien

b. **Siltites micacées.** De part et d'autre du granite de Huelgoat, à l'Est dans la charnière périanticlinale de Berrien et à l'Ouest sous les formations superficielles du marais Saint-Michel, subaffleurent des siltites, parfois gréseuses, de couleur brun jaunâtre à l'altération.

Il s'agit de roches cornéifiées, du fait de la proximité du granite de Huelgoat, riches en biotite et muscovite et comportant de nombreuses baguettes de tourmaline néoformée et des amas de phyllites argileuses pouvant correspondre à d'anciennes cordiérites.

La nature de ces roches, mais surtout leur position relative par rapport au Grès armoricains, nous permet de les considérer comme faisant partie du Briovérien.

Formation des Grès Armoricains

02X. **Arénigien. Quartzites blancs et massifs.** Cette formation de quartzites blancs, massifs, à grain fin et très purs, constitue la première ceinture périantyclinale du granite de Huelgoat, de part et d'autre du granite lui-même et du Briovérien. Les affleurements les plus caractéristiques sont situés à l'Ouest et au Sud du Réservoir de Saint-Michel où ils forment les reliefs caractéristiques du Ménez-Kador et du Mont-Saint-Michel de Brasparts (sur la carte : Chapelle de Saint-Michel).

Ici, la formation puissante de plusieurs centaines de mètres, est constituée de bancs métriques de quartzites blancs séparés par des joints schisteux, jaunâtres à l'affleurement. Au microscope, les quartz présentent une extinction roulante et la matrice apparaît constituée de petits quartz et de quelques aiguilles de séricite. Les Scolithes et les Bilobites observés par Ch. Barrois puis G. Lucas corroborent l'appartenance de ces formations aux Grès armoricains.

A l'Est du granite de Huelgoat, plus précisément au Nord-Est de Berrien, cette formation de quartzites a pu être subdivisée selon les trois termes classiquement reconnus dans les Grès armoricains. La coupe montre une partie inférieure grés-quartzitique, une partie intermédiaire à passées schisteuses et une partie supérieure quartzitique.

- Les grès-quartzites inférieurs, les plus puissants, se présentent à l'altération, en plaquettes blanches arénisées ; ils contiennent de la muscovite, de la tourmaline et nombreux zircons et c'est en effet sous le toit de cette séquence que se trouvent les deux principaux niveaux à zircon-rutile (02X-1).

- La zone intermédiaire, d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, comporte deux passées schisteuses d'une dizaine de mètres chacune, séparées par des grès plus ou moins friables.

- Les quartzites supérieures sont dans l'ensemble plus massifs et mieux recristallisés.

Formations llanvirno-siluriennes

Ces formations, situées au-dessus des grès armoricains, forment la deuxième ceinture périantyclinale du granite de Huelgoat et réapparaissent au Nord des Monts d'Arrée.

03-4S. **Llanvirnien - Llandeilien. Schistes silto-quartzitiques.** Ces schistes gris-noir, ardoisiers, phylliteux, forment une transition brutale avec les quartzites précédentes. Leur caractère alumineux se manifeste dans les auréoles thermiques des granites de Huelgoat et Commana avec le développement d'abondantes andalousites et biotites.

Des arguments géométriques, lithologiques et paléontologiques concourent à étayer l'équivalence de cette formation à celle des schistes de Postolonnec ou Schistes d'Angers.

05-6SX. Caradocien — Ashgillien. Schistes alumineux et quartzitiques. Il n'y a pas de différence pétrographique évidente avec la formation précédente, si ce n'est l'apparition de lits de quartzites blanchâtres ou diversement colorés pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance (05-6SX, 1).

Cette formation accuse également le métamorphisme de contact et les roches sont alors transformées en cornéennes à biotite-andalousite, avec plus rarement des chloritoïdes.

Du fait de sa lithologie et de sa position stratigraphique il est possible de rapprocher cette formation avec celle des Grès de Saint-Rivoal de la carte Le Faou, ceux-ci étant eux mêmes rapprochés des grès de Kermeur (Caradocien) de la série du Finistère occidental.

sSX. Silurien. Schistes et grès ampélitiques. On peut observer cette formation dans les bassins de décantation de l'exploitation des kaolins de Berrien et elle a été recoupée par des sondages dans le même secteur.

Ce niveau peu épais (30 à 50 m) disparaît latéralement et ne se retrouve plus à l'Ouest que sous une forme lenticulaire (feuille Morlaix). Il s'agit d'alternances fines de schistes et de silts grésos-quartzitiques chargés en matière organique leur conférant une couleur noire. Les microquartzites montrent un film intergranulaire opaque et un fin litage irrégulier souligné par des oxydes ferro-titanés.

Étant donné sa situation géologique, cet horizon ampéliteux peut être attribué au Silurien.

Formation des schistes et quartzites de Plougastel

s-d1SX. Siluro-Dévonien. Schistes phylliteux et quartzites massifs. Cette formation représente la troisième ceinture périantyclinale du Massif granitique de Huelgoat, sa partie nord-ouest constituant l'ossature principale des Monts d'Arrée qui correspondent eux-mêmes à une structure synclinale pincée, qui forment les reliefs culminants bretons (Roc'h Trédudon 370 m, Roc'h Trévél,.....). La puissance réelle de la formation est difficile à estimer du fait de l'existence de nombreux plis syn- et post-schisteux.

De façon générale, cette série se caractérise par des alternances de schistes sombres et de quartzites souvent verdâtres, en bancs de quelques centimètres à plusieurs mètres et communément lardés d'exudations de quartz. Le métamorphisme de contact lié aux granites (Huelgoat et Commana) se traduit par une cornéification des phyllades avec développement d'andalousite, de muscovite, de chloritoïde, ce dernier étant peu abondant mais souvent représenté. Les mêmes éléments phylliteux se retrouvent dans les quartzites, généralement à grain fin et isogranulaires. Schistes et quartzites comportent un pigment opaque ferro-titané souvent abondant.

La partie médiane de la formation se montre plus riche en quartzites. Par ailleurs aucune faune n'a pu être mise en évidence dans l'ensemble de la succession.

Rappelons que les formations équivalentes des feuilles voisines à 1/50 000 (La Faou, Brest, Douarnenez) ont livré, à la base, une macrofaune de Brachiopodes : *Clarkeia puilloni*, *Salopina* sp. ; Bivalves : *Pleurodapis* sp. ; Trilobites homalonotides ? ; Tétracoralliaires solitaires ; Entroques. Vers le sommet de ces formations, des lentilles gréseuses et ferrugineuses ont livré une faune à *Platyorthis* cf. *monnieri* et à grandes columnales de Crinoïdes. Longtemps considérée comme le stratotype du Dévonien inférieur ouest-breton, la formation des Schistes et Quartzites de Plougastel a été récemment attribuée au Siluro-Dévonien (Pridolien — Gédinnien inférieur) en Rade de Brest.

Formation des Grès de Landévennec (Gédinnien)

d1XS. Gédinnien. Quartzites saccharoïdes et schistes silteux. La formation des Grès de Landévennec s'exprime sous forme d'une bande relativement étroite et épisodique au toit des schistes et quartzites de Plougastel.

A l'Ouest de la feuille (Coat Compez), la série se présente comme un ensemble de bancs de grès souvent sableux, blancs ou jaunâtres, et de grès quartzites. Ces bancs décimétriques à métriques offrent de nombreuses figures de bioturbation, ils sont ferrugineux et s'altèrent en sables jaunes ou roux dans lesquels subsistent des blocs de grès pulvérulents et ferrugineux.

A l'Est de la feuille (Berrien), il s'agit principalement de quartzites blancs saccharoïdes ou localement fortement imprégnés d'oxydes ferrugineux constituant un véritable ciment. Ils s'accompagnent parfois de schistes fins, sériciteux, également oxydés.

La texture de ces formations est isogranulaire, très recristallisée ; les micas sont rares ou absents, les zircons et tourmalines assez fréquents ; des traces d'hyperstène témoignent d'un métamorphisme de contact.

La majorité des quelques spécimens de macroflore trouvés sont restés indéterminables, mais à Pen ar Roz, une lentille de quartzite fin, gris-bleuté, a livré une faune de Bryozoaires branchus et Brachiopodes avec *Mesodonvillina* sp. (Strophoménides), *Athyris* sp., Rhynchonellidés, *Spirifer* (*Howellella*).

Cette formation grés-quartzitique est donc associée à la formation des Grès de Landévennec (Gédinnien) dont la localité-type se situe sur la feuille du Faou et qui correspondent à des dépôts marins de faible profondeur.

Formations siegéniennes à givétiennes

Ces formations schisto-gréseuses, volcano-sédimentaires et volcaniques, dévoniennes, font la transition, au Sud, entre le coeur anticlinal formé du granite de Huelgoat et de ses enveloppes sédimentaires de Paléozoïque inférieur (anté-Siégenien) et le bassin de Châteaulin carbonifère. Cette bande de terrains dévoniens arrive de l'Ouest dans la région de Brasparts où elle est bien développée, se rétrécit au Sud de Huelgoat, puis occupe le coin nord-est de la feuille ou elle s'élargit de nouveau. Plusieurs domaines peuvent y être distingués entre

un domaine comparable à celui de la Rade de Brest à l'Ouest et ceux vers l'Est, du synclinal de Bolazec (feuille à 1/50 000 Belle-Isle-en-Terre) et de Plourac'h (feuille Carhaix-Plouguer).

La principale difficulté dans la cartographie et l'interprétation de ces terrains réside dans le fait que la lithologie d'ensemble est très monotone —schistes essentiellement— et que seule une étude de détail permet la distinction des différents domaines.

Domaine de Brasparts - Rade de Brest

La série correspondant à ce domaine jouxte sur une large bande le Sud du massif de Huelgoat et ses enveloppes de Paléozoïque inférieur, se rétrécissant vers l'Est jusque dans la région de Saint-Ambroise, où elle passe en continuité à la série de Saint-Ambroise-Fréau décrite ultérieurement.

d2-4S. **Siegénien à Givétien. Schistes à nombreux filons.** C'est une formation essentiellement schisteuse constituée d'alternances de shales et grauwackes avec des nodules "silico-alumineux" et quelques bancs de grès calcareux fossilifères décalcifiés (d2-4S. 1). Ces rares niveaux carbonatés rappellent la formation de Saint-Fiacre (feuille Brest) dont les prolongements orientaux sur la feuille du Faou ont donné de nombreux fossiles : Coelentérés, Brachiopodes, Goniatites, Trilobites, Conodontes, Ostracodes et Crinoïdes caractéristiques de la période Emsien — Givétien.

Le trait le plus caractéristique de cette formation monotone schisto-gréseuse à nodules est la présence de nombreux filons hypovolcaniques synorogéniques, ce qui permet son rapprochement avec l'unité lithostratigraphique dévonienne type "Rade de Brest".

Ces corps hypovolcaniques, de dimensions métriques, sont divisés, en Rade de Brest, en filons précoces et filons syntectoniques (Thonon et Rolet, 1982). Sur la feuille Huelgoat, ces filons correspondent à plusieurs types pétrographiques :

v. **Lamprophyres.** Il s'agit de roches à biotite, plagioclase et amphibole (kerantites), se présentant sous la forme de filons tronçonnés, boudinés, ou complètement déracinés et montrant alors leur aspect le plus courant, en amande de dimensions métriques.

ε. **Métadolérites.** Elles sont souvent affectées, voire complètement déstructurées, par une schistosité de flux pénétrative, synmétamorphe, dans l'épizone, qui leur donne un aspect de schistes satinées.

$\mu\gamma^3_a$. **Microgranites albitisés et Quartz kéraatophyres.** Ces roches sont bien représentées dans la région de Coz-Castel et Saint-Herbot sous la forme de filons plissés et déracinés, de couleur claire et présentant des phénocristaux de quartz.

Domaine de Quenec'h-Guen

Il est défini au Sud du granite de Huelgoat.

d2-4S. **Siegénien à Givétien. Schistes, poudingues, tuffites et arkoses.** La série affleure le long d'un chemin de remembrement au Nord du petit village de Quenec'h-Guen. Elle est constituée de termes volcano-détritiques discordants

sur les schistes et quartzites de Plougastel et les Grès de Landévennec du Gédinnien.

Cette série conglomératique contraste fortement avec la série de Brasparts. Ses composants lithologiques principaux sont :

- des poudingues tuffogéniques (d2-4S, 1), à galets centimétriques peu émoussés et matrice schistosée, interstratifiés avec des schistes fins et grès tuffacés localement fossilifères ;
- des grès et shales tuffacés sombres, à débris épicastiques de quartz "rhyolitique" et renfermant de nombreux éléments lithiques (quartz kératophyes) ;
- des tufs basiques fins, gris sombre, à matrice cryptocristalline à chlorite, épidote, sphène, quartz et rares feldspaths.

Les termes détritiques ont révélé une macrofaune abondante de Crinoïdes, Brachiopodes, Polypiers et Bryozoaires, et les associations de faune récoltées jusqu'à présent ont donné un âge Emsien à Givétien.

Domaine de Saint-Ambroise - Fréau

Ce domaine correspond à une formation relativement monotone dénommée sur les anciennes cartes géologiques à 1/80 000 "Schistes à nodules", terme que nous avons conservé. On reconnaît dans cette formation différents faciès lithostratigraphiques discontinus (origine sédimentaire ou conséquences du polyphasage tectonique) et des intercalations de roches magmatiques basiques, de plus en plus importantes vers l'Est et le Nord-Est, en direction de l'anticlinal de Plourac'h (feuilles de Carhaix-Plouguer et Belle-Isle-en-Terre), et de roches magmatiques acides.

d2-4SX. Siegénien à Givétien. Schistes à nodules, siltites et grès-quartzites. L'ensemble des "schistes à nodules" présente un caractère flyschoidé à alternances de schistes silteux, micacés et de lits de siltites et de grès généralement chloriteux. Des nodules silteux grisâtres, aplatis, de quelques centimètres, y sont plus ou moins abondants.

Les principales variations lithologiques des termes sédimentaires correspondent aux faciès numérotés de 1 à 4 dans la légende.

● **Grès bruns chloriteux fossilifères** (d2-4SX, 4). Il s'agit d'une roche hétérogranulaire à ciment chloriteux plus moins abondant, bien représentée dans la Forêt de Saint-Ambroise. La faune à Entroques et Lamellibranches que l'on y trouve communément n'a pas permis de détermination.

● **Grès coquilliers grossiers** (d2-4SX, 3). Ce sont des grès identiques à ceux qui constituent les lentilles bordant le flanc nord-ouest du synclinal de Bolazec (feuille Morlaix, secteur de Lanuzon). La roche, qui est un grès quartzite, est brune, parfois jaunâtre, généralement hétérogranulaire et à ciment chloriteux. L'abondance de minéraux lourds (tourmaline, zircon) témoigne d'un effet de vannage en dépôt très peu profond. La caractéristique la plus importante de ces grès réside dans leur richesse en macrofaune, certains lits pouvant être de véritables lumachelles mais sans possibilité d'identification.

● **Grès noirs chloriteux** (d2-4SX, 2). Ils affleurent sous la forme de lentilles généralement azoïques, apparaissant au voisinage du cœur synclinal de Bolazec-Buelhars que nous décrivons ultérieurement. Ce sont des roches hétérogra-

nulaires, à matrice argilo-chloriteuse abondante et nombreux éléments lithiques de quartz, microquartzite et argilite.

● **Grès quartzites clairs à éléments lithiques** (d2-4SX, 1). Il s'agit de corps lenticulaires grés-quartzitiques importants occupant des tops topographiques. La roche est blanchâtre, à grain grossier et renferme des débris lithiques visibles à l'oeil nu (éclats schisteux, quartz, microquartzites).

Dans cet ensemble des "schistes à nodules", les intercalations magmatiques acides et basiques sont abondantes, accompagnées localement par deux faciès particuliers :

d2-4A. **Phyllades noires argiliteuses**. Associés aux épanchements basiques, ces phyllades correspondent à des sédiments argiliteux très fins à séricite, chlorite, muscovite et très pauvres en quartz. Ces formations schisteuses très monotones et totalement azoïques, peuvent être modifiées au voisinage des basites où elles se présentent alors sous l'aspect d'argilite noire à cassure conchoïdale.

Ko. **Cornéennes et méta-argilites**. Ces roches apparaissent au voisinage de petits corps basiques jalonnant la formation précédente. Ce sont des méta-argilites de couleur, brun-beige, dont la finesse du grain interdit l'identification optique des minéraux. Dans les faciès tachetés on distingue des fantômes d'andalousite pseudomorphosée en silice et biotite.

● **Intercalations magmatiques basiques et acides**. Les intercalations magmatiques basiques correspondent à l'extrémité ouest des émissions basiques ceinturant le dôme anticlinal de Pourac'h (feuille Carhaix-Plouguer et Belle-Isle-en-Terre). Ces émissions, qui débute au Gédinnien par des coulées basaltiques à composition spilitique et des pillow-lavas (Belle-Isle-en-Terre), évoluent vers des faciès plus grenus à tendance doléritique.

Un deuxième épisode basique à tendance plus nettement gabbroïque se développe largement sur cette feuille en sills et laccolithes au Sud-Est de l'axe synclinal de Belhars-Bolazec (Quefforc'h, Quénéguen), les métagabbros à paragenèse spilitique du secteur Liorzou-Le Guilly se rattachant également à cet épisode.

L'analyse chimique des éléments majeurs, confirmée par celle des éléments en traces, montre le mélange de deux séries distinctes, l'une à affinité tholéitique (métabasalts spilitiques à pillow-lavas), l'autre à affinité alcaline (dolérites), affirmant ainsi le caractère distensif du site d'activité volcanique basique (rift avorté probable ; Cabanis et al., 1982).

Quelques microgranites sont associés à ces formations.

βK. **Métabasalts et métaspilites**. Quelques résidus basaltiques de faible importance se retrouvent encore à la bordure externe du complexe basique de Plourac'h (feuille Carhaix-Plouguer). Ces coulées, parfois sous-marines (pillow-lavas), montrent une paragenèse spilitique et ne prennent une réelle importance que sur les feuilles voisines de Carhaix-Plouguer et Belle-Isle-en-Terre, où elles semblent marquer les premières manifestations du volcanisme dès le Gédinnien.

ε θ. **Métadolérites localement gabbroïques**. Des dolérites associés aux basaltes précédents, existent également sur la bordure externe du dôme de Plourac'h et

paraissent associées aux phyllades noires argiliteuses décrites précédemment, que l'on retrouve en enclaves dans ces formations basiques. Elles sont plus ou moins finement grenues, parfois à tendance gabbroïque, généralement très dures et présentent une altération en boules. Au microscope la paragenèse est constituée d'augite bien conservée, de plagioclases (andésine, labrador) souvent altérés et de chlorite largement représentée ; les minéraux accessoires sont principalement des minéraux opaques abondants (ilménite, sulfures) avec parfois des carbonates, apatites, épidotes et actinotes. L'ensemble de la formation a subi un processus de spilitisation (présence locale d'albite) et la présence de pumpellyite est révélatrice d'un métamorphisme anchizonal.

θΕ. Métagabbros prédominants et métadolérites. Pétrographiquement, cet ensemble basique (Quefforc'h - Quénéguen) situé à l'Ouest du précédent, ne s'en distingue que par une texture générale plus gabbroïque, la minéralogie restant sensiblement identique. Cependant il s'individualise bien cartographiquement, formant des sills et des laccolithes intrusifs dans la série schisto-gréseuse dévonienne.

θΚ. Métagabbros à paragenèse spilitique. Le gabbro du petit massif basique de Le Guilly serait comparable au précédent si ce n'était l'albitisation des plagioclases lui conférant un caractère spilitique. Sa position dans les formations dévoniennes permet de le rattacher aux gabbros de Quénéguen dessinant ainsi, par l'intermédiaire de quelques jalons de basites, une structure enveloppante de la zone sud-ouest du dôme anticlinal de Plourac'h.

μΠ. Microdiorites quartzitiques. Elles existent souvent en bordure des formations basiques décrites précédemment. Ce sont des roches noires à grain fin, prenant une teinte gris-bleuté à l'altération. Elles sont formées de plagioclases en lattes, de biotite mal conservée et de quartz globuleux montrant des auréoles réactionnelles. Le plus souvent en corps filoniens, elles peuvent se présenter aussi en petites stocks imbriqués aux roches basiques (Lémézec, Huellec, Parcellou).

μΥ³_b. Microgranites porphyriques à biotite. Souvent associés spatialement aux microdiorites quartzites et proches des roches basiques, ils se présentent en corps allongés décamétriques, sauf à Lémézec-Huellec où ils forment un petit massif, inséré dans un complexe à microdiorites quartziques et dolérites. La roche est constituée d'une mésostase quartzo-feldspathique, riche en oxydes de fer, avec de rares muscovites, des gros quartz globuleux et des phénocristaux de feldspaths potassiques et plagioclases maclés. Les biotites subsistent en larges lamelles déstabilisés en muscovite-séricite.

Enfin, il faut également noter, comme dans le domaine de Brasparts - Rade de Brest, la présence de lamprophyres (v) en filons très altérés de petites dimensions. La texture microgrenue n'apparaît qu'à l'état de fantôme, compte-tenu du développement important de chlorites hydrothermales.

Domaine des Monts d'Arrée

La série correspondante apparaît sur la carte sous la forme d'un large croissant jouxtant à l'Est le granite de Huelgoat et sa ceinture siluro-ordovicienne ; mais elle se développe surtout sur la feuille Morlaix, dans l'ouverture synclinale orientale des Monts d'Arrée. Elle est essentiellement constituée de phyllades massives.

d2-4S. **Phyllades hyperalumineuses à chloritoïde et andalousite.** La roche, grise, sombre, massive, peu ou pas fissile est constituée de chloritoïde qui peut former jusqu'à 70 % de la roche ; il s'y ajoutent des phyllites (muscovite, chlorite) mais le quartz est très rare. Le chloritoïde disparaît progressivement vers le Sud où le métamorphisme de contact du granite de Huelgoat développe des cornéennes, véritables andalousites, accusant le caractère hyperalumineux de la roche.

Au Sud du Liourzou, la formation repose sur les grès de Landévennec (Gédinnien) par l'intermédiaire de schistes ampélitiques (d2-4S, 1) et quelques rares lentilles grés-quartzitiques (d2-4S, 2) soulignent des structures complexes.

On retrouve dans ce domaine, les métadolérites (ϵ^{θ}) et les microdiorites quartziques (μ^{η}) existant dans le domaine de Saint-Ambroise-Fréau, ainsi que les lamprophyres (ν) reconnus dans les domaines de Saint-Ambroise-Fréau et Brasparts - Rade de Brest.

Formation de Buelhars-Bolazec (Frasnien — Famennien)

La structure synclinale de Bolazec-Buelhars débute dans le quart nord-est de la feuille et se poursuit en direction N 50° sur les feuilles Morlaix, puis Belle-Isle-en-Terre. Cette structure est essentiellement constituée par une formation composite à caractère volcano-sédimentaire, se terminant par des quartzites rubanés qui occupent le cœur du synclinal.

d5-7Σ. **Laves, tufs et tuffites acides.** Cet ensemble ceinturant plus ou moins la structure synclinale, est constitué par des alternances de niveaux de tufs et de laves acides (rhyolites et rhyodacites) avec des niveaux sédimentaires et volcano-sédimentaires (schistes, quartzites, tuffites).

Ce sont des roches claires, blanches à grisâtres, à fond cinéritique pour les tufs, avec clastes quartzeux parfois éclatés. Les laves, à structure plus ou moins fluidale, montrent quelques phénocristaux de quartz et de plagioclase dans une matrice microcristalline ; elles varient d'une composition acide (laves rhyolitiques) à intermédiaire (laves rhyodacitiques).

d7X. **Grès rubanés et shales.** Cette formation qui affleure mal, n'est représentée que par des pierres volantes dont les faciès présentent des analogies avec la formation du cœur synclinal de Bolazec-Buelhars (feuille Morlaix et Belle-Isle-en-Terre).

Sur la feuille Morlaix, le nouvel aménagement routier de Coat-Braz donne une bonne coupe de la série. On distingue de la base au sommet :

- des schistes ardoisiers, des tufs acides et des bancs de grès gris avec des siltstones tuffacés à débris rhyolitiques ;
- des microconglomérats et grès massifs surmontés par un puissant sill lamprophyrique ;
- une série sédimentaire rubanée claire dans laquelle s'intercalent, vers le haut, de plus en plus de niveaux de grès quartzitiques bleutés caractéristiques de la formation.

Les microconglomérats sont polygéniques, contenant des éléments de schistes, de grès, de laves rhyolitiques et basiques ; les grès sont riches en débris ligneux et en muscovite détritique, la base des bancs montrant un enchevêtrement de débris décimétriques de plantes avec des figures de charge et une schistosité naissante.

Ces considérations et l'attribution de cette série au Dévonien supérieur, du fait de sa position sus-jacente aux schistes noirs à Posidonia caractéristiques du Frasnien (feuille Morlaix), semblent indiquer qu'elle repose en discordance sur un Dévonien déjà structuré et qu'elle pourrait être équivalente des séries struniennes de la formation de Kermerrien décrite ci-après.

K. Kératophyres. Ils affleurent à la limite des gabbros du secteur Quefforc'h - Quénéguen et des formations volcano-sédimentaires. La roche est claire, à grain fin, et possède une texture lattée à albite avec ilménite et chlorite.

Formation de Kermerrien (Strunien)

Cette formation de 600 à 900 m d'épaisseur, est discordante sur le Dévonien des domaines de Brasparts et Quenec'h-Guen. Elle jouxte au Sud la série de Brasparts (Sud du granite de Huelgoat) sur une bande relativement étroite et atteint sa puissance maximum à l'Ouest de Plouyé. Elle est constituée d'un ensemble volcano-sédimentaire schisteux -schistes zébrés- qui a révélé à sa base, près du village de Kermerrien, une microflore caractéristique du Strunien.

dhS. **Schistes zébrés.** Ces schistes, noirs, sont interstratifiés avec des niveaux d'origine essentiellement volcano-sédimentaire :

- tuffites à éléments de volcanites acides et débris de quartz, micas et plagioclases (dhS, 1) ;
- poudingues polygéniques (dhS, 3) à éléments plus ou moins émoussés dans une matrice tuffacée très schistosée comportant des quartz "rhyolitiques" automorphes ; vers leur sommet ces poudingues passent à des tufs acides rhyolitiques à dacitiques, leucocrates ;
- quartz-kératophyres, terminant la série à débris lithiques et phénocristaux de quartz cataclasé, d'orthose et de plagioclase (dhS, 2).

C'est dans ces faciès que s'insèrent des olistostromes, des écoulements de débris et des microbrèches. Les olistolithes décrite par J. Rolet (1982) correspondent essentiellement à d'énormes blocs résistants de quartzites ou schistes et quartzites (Schistes et quartzites de Plougastel) formant les reliefs de Kerarnou, Kermerrien, La Marche (feuille Le Faou) et pouvant être interprétés comme des éléments de nappes gravitaires.

Des rhyodacites ($\rho\alpha$), enfin, affleurent au Nord-Ouest de Quistillic. D'un point de vue géochimique, l'ancienne appellation de "série rhyo-dacitique" adoptée par F. Conquére (1966) est justifiée. Du point de vue structure et métamorphisme, la série de Kermerrien montre une stratification et une schistosité de flux verticales contrastant avec les structures peu pentées du Dévonien de la série de Brasparts. Elle est affectée par l'auréole de métamorphisme du granite de Huelgoat, alors que la série du Viséen supérieur de Kerroc'h ne l'est pas.

Formation de Kertanguy (Tournaisien)

$h_{1-2}\Sigma$. **Tufs keratophyriques.** C'est un ensemble de 300 à 500 m d'épaisseur de quartz-kératophyres (laves et tufs) à débris lithiques, discordant cartographiquement sur la formation précédente. La tranchée de la voie rapide Lorient-Roscoff au lieu-dit "le Vieux Tronc" (Sud de Huelgoat) montre des galets de quartzites remaniés lors de la mise en place des quartz-kératophyres.

Ces galets en général, bien arrondis contrastent avec ceux des conglomérats de la formation de Kermerrien et leur âge est présumé tournaisien du fait de leur position cartographique et des comparaisons avec le bassin de Laval.

Formation de Kerroc'h (Tournaisien — Viséen)

Surmontant les séries struniennes et tournaisiennes de Kermerrien et Kertanguy, la formation de Kerroc'h est de loin la plus puissante : 1 200 à 1 500 m d'épaisseur. Elle constitue la dernière lisière volcano-sédimentaire, discordante cartographiquement sur la formation de Kertanguy, avant la sédimentation monotone du vaste bassin de Châteaulin au Sud.

$h_{1-2}\Sigma$. **Ensemble volcanique et volcano-sédimentaire.** Il est possible d'y distinguer trois ensembles :

● **un ensemble basal volcano-sédimentaire** constitué :

- de poudingues polygéniques ($h_{1-2}\Sigma$, 5) à gros galets émoussés de quartzites, de siltites, de roches éruptives acides (granite, microgranite, quartz kératophyre), de cornéennes à chiastolite ; ces galets sont emballés dans une matrice tuffacée grossière et non schistosée ;
- de tuffites à grain moyen et de cinérites rubanées fines et schistosées.

Les poudingues alternent avec des metabasaltes ($h_{1-2}\Sigma$, 2), aphyriques, en intrusions concordantes ou coulées massives.

● **un ensemble médian holovolcanique** formé par :

- des brèches volcaniques ($h_{1-2}\Sigma$, 4) et des tufs avec des brèches alloclastiques polygéniques "kératophyriques", des brèches autoclastiques monogéniques (flancs de coulées), des tufs ponceux et hyaloclastiques, et des cinérites ;
- des laves basiques en coulées massives (Kerroc'h en Plouyé, Langolé et Quillec-Vihan-en-Collorec) avec débit en pillows ou structures vacuolaires. Il s'agit de metabasaltes ($h_{1-2}\Sigma$, 2) dont la géochimie indique clairement un caractère tholéitique non orogénique, compatible avec un environnement tectonique distensif.

● **un ensemble supérieur holovolcanique** à dominante acide ou l'on reconnaît :

- des jaspes ($h_{1-2}\Sigma$, 1) à grain très fin ou franchement bréchiques, riches en hématite ou magnétite et intercalées de coulées spilitiques ;
- des microgranites leucocrates ($\mu\gamma^3$) avec des phénocristaux de quartz automorphe, feldspath potassique et biotite dispersés dans un fond microcristallin à quartz, albite et muscovite. Ces venues acides sont en fait postviséennes car on les retrouve dans la formation du bassin de Châteaulin, où elles sont décrites par ailleurs.

La formation de Kerroc'h a été soumise, comme l'ensemble du bassin de Châteaulin, à un métamorphisme anchi à épizonal.

Formations de Pont de Buis — Châteaulin (Viséen — Namurien)

Ces formations correspondant au bassin molassique de Châteaulin occupent une grande partie de la Bretagne centrale ouest et couvrent la moitié sud de la feuille Huelgoat. Il s'agit d'un ensemble essentiellement détritique dont il est difficile, en l'absence de niveaux repères et compte-tenu des plissements, de fixer avec certitude l'épaisseur évalué à 500 - 1 000 mètres. Il est discordant cartographiquement sur la formation de Kerroc'h.

h2S. Schistes de Languyan. Ce sont des schistes noirs. Ils constituent, sous forme d'une étroite bande discontinue, la transition entre la série proprement dite du bassin de Châteaulin et les formations antérieures.

h2-3S. Membres de Pont Keryau, de Saint-Ségat et de Locmaria — Berrien

● **Membre de Pont Keryau.** C'est le faciès le plus développé et le plus connu du bassin de Châteaulin. Il est constitué d'alternances de shales et de wackes feldspathiques centimétriques à décimétriques, dans lesquelles s'intercalent des horizons plus gréseux, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et dont les plus évidents ont été cartographiés (h2-3S. 1). Les wackes peuvent être rapportés à des turbidites prodeltaïques dans un contexte morphologique de zone plane aux bords accusés, schéma compatible avec un bassin d'effondrement (Guillocheau, 1982).

Ce sont ces wackes qui ont été datées, par des spores, du Viséen supérieur — Namurien (Doubinger et Pelhâte, 1976), mais aucune faune marine n'a été signalée.

● **Membre de Saint-Ségat.** Il est constitué par une masse de calcaires (h2-3S. 2) "interstratifiés" dans les alternances shales-wackes. Ces calcaires affleurent à Conval, à l'Est de Plouyé. Ce sont des biopseudosparites à Crinoïdes et des micrites à pellets d'âge viséen supérieur (Pelhâte, 1973). Latéralement ces masses de calcaires passent à des pélites décalcifiées à Crinoïdes, comme c'est le cas à Plouyé.

● **Membre de Locmaria - Berrien.** Il s'agit d'un faciès limité à la bordure nord du bassin, composé d'arénites grossières à stratification irrégulière et chenaux. Cette formation constitue un cône gréseux au niveau de Locmaria - Berrien, Plouyé, Poullaouen, dans lequel s'intercalent au Nord des passées de conglomérats.

La formation de Pont de Buis - Châteaulin est recoupée par des corps filoniens de *lamprophytes quartziques* "vq" et de *microgranites* "μγ³".

FORMATIONS PLUTONIQUES HERCYNIENNES

Massif granitique de Huelgoat

Il affleure sous la forme d'une ellipse de 100 km² occupant le quart nord-ouest de la feuille, et est constitué de trois unités concentriques (granite du Cloître, granite de Huelgoat s.s., granite de La Feuillée) recoupées par des filons de leucogranites. Quelques filons basiques (microdiorites) recourent la partie centrale du massif suivant une direction oscillant autour de N 130°E, tandis que des filons de quartz d'orientation variable existent dans l'ensemble des formations.

Granite du Cloître

$f\gamma^3$, $f\gamma^3m$. **Monzogranite différencié à grain fin.** Ce granite, qui constitue le centre de l'ellipse, est caractérisé par sa texture à grain fin avec de rares phénocristaux de feldspath potassique. D'Est en Ouest, il présente une évolution magmatique très nette, depuis un faciès sombre riche en biotite, jusqu'à un faciès clair où la muscovite représente le mica dominant. La cordiérite pinnitisée est fréquemment présente dans les faciès sombres, sous la forme de petits cristaux subautomorphes peu abondants. L'étude microscopique révèle une texture finement grenue, typiquement monzonitique, c'est-à-dire caractérisée par des plages de feldspath potassique englobant poecilitiquement de nombreux petits cristaux de plagioclase acide, de biotite, de quartz et même d'apatite ou de cordiérite pinnitisée. La teneur modale en biotite décroît du faciès sombre (15 %) au faciès clair (4 %) alors que la teneur en muscovite primaire croît.

Ce granite passe donc d'Est en Ouest, d'un *monzogranite à biotite* ($f\gamma^3$) à un *leucogranite à muscovite dominante* ($f\gamma^3m$).

Granite de Huelgoat s.s.

$p\gamma^3m$. **Monzogranite porphyroïde à biotite et cordiérite.** Le granite de Huelgoat s.s. entoure cartographiquement le précédent et affleure localement en boules pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres-cube. C'est le cas à l'extrémité orientale du massif, aux alentours de la ville de Huelgoat, où les chaos granitiques constituent une curiosité touristique. Cependant la majeure partie du granite est arénisée en surface, notamment dans la zone de Brennilis.

La texture est porphyroïde grenue, caractérisée par des phénocristaux de feldspath potassique au sein d'une mésostase qui renferme de gros cristaux de cordiérite et des grains de quartz plus ou moins globuleux, dont la taille diminue du centre à la périphérie du massif. Localement le granite renferme des bouffées pegmatitiques et des schlieriens de biotite. Il montre également la présence d'enclaves magmatiques essentiellement constituées de microdiorites quartziques ainsi que des panneaux de cornéennes cartographiés à l'extrémité nord-est (Roc'hellec, Tilibrennou).

Au microscope, les mégacristaux automorphes de feldspath potassique perthitique se détachent d'une mésostase à grain grossier comprenant des cristaux de quartz, plagioclase acide, feldspath potassique, albite, biotite, cordiérite, muscovite. Il est possible de mettre en évidence une déformation ductile, généralement légère.

Il s'agit donc d'un monzogranite porphyroïde à biotite et cordiérite, pétrographiquement homogène dans son ensemble et qui montre une évolution magmatique se traduisant par une augmentation de la teneur modale en quartz, du centre à la périphérie du massif.

Granite de La Feuillée

$g\gamma^3$, $g\gamma^3m$. **Monzogranite différencié à gros grain.** Il se distingue du granite de Huelgoat s.s. par son grain plus grossier et l'absence, ou presque, de phénocristaux de feldspath potassique et de schlieriens de biotite. La cordiérite, très fortement pinnitisée, n'a été observée qu'à proximité du granite de Huelgoat s.s.

Ce granite montre une évolution magmatique très nette, depuis un faciès mésocrate ou la biotite constitue le mica dominant ($\gamma\gamma^3$) jusqu'à un faciès leucocrate ou la muscovite est largement dominante sur une biotite chloritisée ($\gamma\gamma^3m$). Les termes les plus riches en biotite sont situés dans la partie centrale du granite de La Feuillée et l'évolution se fait de façon centrifuge à partir de cette zone, sauf vers le Sud où elle est tronquée par le granite de Huelgoat s.s.

Un autre phénomène important est la déformation qui a affecté le granite, lui conférant une texture cataclastique de plus en plus poussée en direction des Monts d'Arrée au Nord. Sur sa bordure septentrionale, il est orthogneissifié et localement injecté de filons de pegmatites (Trédudon-le-Moine) ou très fortement kaolinisé (E.NE de Berrien).

La composition minéralogique du granite de La Feuillée présente de nombreuses analogies avec celle du granite du Cloître si ce n'est la rareté de la cordiérite et le caractère perthitique moins affirmé du feldspath potassique.

Ce granite correspond à un monzogranite évoluant de façon centrifuge d'une monzogranite à biotite dominante ($\gamma\gamma^3$) à un leucogranite à muscovite dominante ($\gamma\gamma^3m$).

γ^3 . **Filons de leucogranite.** Ces filons recourent l'ensemble des trois granites précédents mais ne sont relativement abondants que dans la zone de Coat-Mocun située au cœur du granite du Cloître ; leur puissance peut y atteindre la cinquantaine de mètres. Ils possèdent un grain homogène, moyen à fin, et sont composés de quartz, feldspath potassique, plagioclase acide et tourmaline.

Accessoirement il peut y avoir développement d'albite, biotite, cordiérite, andalousite et apatite.

Massif granitique de Commana

γ^3m . **Granite calco-alkalin à deux micas.** Bien développé au Nord sur la feuille Morlaix, il constitue seulement le coin nord-ouest de la feuille Huelgoat, au Nord des Monts d'Arrée. Il s'agit d'un granite calco-alkalin à deux micas pouvant avoir des parentés avec le granite de La Feuillée.

FORMATIONS FILONIENNES TARDI-TECTONIQUES

$\mu\gamma^3m$. **Microgranites porphyriques à deux micas.** L'accident tectonique majeur qui à l'Est, sur la feuille Carhaix, met en contact le bassin carbonifère de Châteaulin au Sud avec le Briovérien et le Dévonien au Nord, est souligné par un puissant filon de microgranite qui s'amenuise progressivement en direction du granite de Huelgoat.

C'est un microgranite leucocrate porphyroïde, blanchâtre, à mésostase aphanitique, à phénocristaux d'albite et d'oligoclase, de quartz automorphe, de muscovites et de biotites déstabilisées.

Ce microgranite est antérieur au granite de Quintin qui le recoupe (288 ± 9 MA) et postérieur à la structuration du bassin de Châteaulin (Namurien à Westphalien) qui ne paraît pas l'affecter.

αγ². Aplites granitiques leucocrates. Dans le bois de Lémézec, les aplites forment un massif assez important, exploité en carrière près de Coat Ar Rest. La roche est beige, à grain fin et extrêmement homogène. Le fond quartzo-feldspathique est isogranulaire avec quelques lamelles plus moins altérées de muscovite. Les carbonates d'altération, en petites poches, y sont assez abondants. La carrière est traversée par des filons NW-SE de microdiorites quartziques.

μη². Microdiorites. Voisines des microdiorites quartziques déjà décrites (domaine de Saint-Ambroise-Fréau), elles se présentent dans le massif de Huelgoat sous la forme de filons subverticaux orientés N 130°E. Sur un fond mésocrate finement genu, se détachent des sulfures de fer et des phénocristaux de plagioclase, quartz, amphibole et biotite.

Q. Quartz. Quelques filons de quartz de puissance variable recoupent aussi bien le massif granitique de Huelgoat que son encaissant. Localement, et en particulier dans la zone de Brennilis, le quartz est accompagné de tourmaline en proportion variable.

FORMATIONS D'ALTÉRATION ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

ακ. Kaolin. Le gisement se trouve sur la bordure est du granite de La Feuillée, à proximité de Berrien. La kaolinisation du granite est due aux altérations hydrothermales et superficielles qui se sont développées le long d'un accident tectonique orienté NW-SE, séparant le granite des Grès armoricains.

Fz. Alluvions fluviales holocènes à actuelles (galets, sables, sables argileux, limons). Pour l'ensemble des vallées, les alluvions constituent des plaines alluviales étroites correspondant à la zone inondable dans laquelle aucune exploitation de matériaux n'est implantée. De ce fait leur composition est mal connue. Tout au plus peut-on observer que les limons qui tapissent ces vallées ne dépassent pas 1,50 m d'épaisseur. Seules des rivières comme l'Ellez, qui dans le Nord-Ouest de la feuille drainent le granite, entraînent des matériaux à dominante sableuse ou sablo-argileuse.

C. Colluvions indifférenciées. Sables argileux, limons et formations de solifluxion à blocs. Ces colluvions, qui comblent le fond des vallées, sont de deux types suivant la nature des formations qui les alimentent. Il s'agit de limons bruns de 1 m d'épaisseur en moyenne, là où sont présentes les formations schisto-gréseuses, de sables argileux micacés jaunes sur le socle granitique, reconnues sur 1 ou 2 m d'épaisseur. Ces formations s'épanouissent à la tête des thalwegs, constituant même parfois des "formations suspendues", notamment dans le secteur de Botmeur — La Feuillée.

Il est possible de rattacher à ces colluvions, les formations de solifluxion, héritage de la dernière période des climats périglaciaires (Würmien). Il s'agit de formation d'argiles à blocs recouvrant la quasi-totalité des pentes des hauteurs gréso-schisteuses des Monts d'Arrée, pouvant atteindre plus d'un mètre d'épaisseur.

T. Formations argilo-tourbeuses de Saint-Michel. La dépression de Saint-Michel est comblée par un complexe de formations superficielles reposant sur les schistes briovériens. Ces formations montrent l'imbrication de colluvions et d'alluvions diverses, avec des argiles de solifluxion portant des sols hydromorphes surmontés par une couche de tourbe en formation pouvant atteindre

près d'un mètre d'épaisseur. Cette tourbe est due à la décomposition de sphagnes et de bruyères sur l'emplacement des anciens marais de Saint-Michel, et à fait l'objet d'une exploitation intensive sur 1,30 m d'épaisseur en moyenne.

APERÇU GÉOMORPHOLOGIQUE ET NÉOTECTONIQUE

Les surfaces d'érosion

La topographie oppose le massif des Monts d'Arrée où dominent les grès, les quartzites, les quartzophyllades et les granites à la dépression schisteuse du bassin de Châteaulin qui occupe les deux tiers de la feuille. Sauf à l'extrémité nord-ouest, sur le piémont de l'Arrée, le drainage se fait vers le Sud, les altitudes sommitales diminuant dans cette direction. Les profils topographiques permettent de reconstituer trois niveaux d'érosion étagés dérivant de la pénélaine post-hercynienne et présentant un emboîtement polycyclique. Il est possible que leur étagement soit dû à des mouvements tectoniques verticaux au cours du Cénozoïque comme cela a été démontré en plusieurs endroits de la péninsule bretonne. Le niveau le plus élevé, qui forme les sommets aplanis de la plupart des croupes de l'Arrée, débute aux pieds de la grande crête septentrionale vers 300 m au Nord de Botmeur et de La Feuillée et s'abaisse vers le Sud-Est jusque vers 240 m. Les reliefs qui le dominent : Roc'h Trédudon, Roc'h Trévezel, Ménez-Kador et Ménez Sant-Mikel (chapelle Saint-Michel) peuvent être considérés comme des inselbergs sur les vestiges de la pénélaine post-hercynienne. Ces quatre sommets sont formés par des roches qui sont parmi les plus résistantes du Massif armoricain : les schistes compacts et quartzites du Siluro-Dévonien (Schistes et quartzites de Plougastel), les grès quartzeux et les quartzites de l'Arénigien (Grès armoricain). Un second niveau d'érosion vers 220 m est repérable au fond de la cuvette du Yeun Elez, sur les sommets des croupes granitiques qui couronnent la dépression de Huelgoat et sur celles qui bordent le piémont méridional de l'Arrée, au Nord de Collorec et de Plouyé. Dans le bassin de Châteaulin, les sommets des collines témoignent d'un troisième niveau qui du Nord vers le Sud s'abaisse de 200 à 160 m.

Les bordures du bassin de Châteaulin

Le contact entre le bassin de Châteaulin et l'Arrée est marqué par deux séries de ruptures de pente installées à proximité de limites opposant des roches résistantes à des roches plus sensibles à l'érosion. La bordure élevée de l'Arrée, de 50 à 100 m de commandement en général, coïncide avec l'affleurement des Schistes et quartzites de Plougastel autour de Brasparts et avec celle des granites plus à l'Est. Plus bas, les formations volcaniques et volcano-sédimentaires qui bordent le synclinorium Carbonifère dominant celui-ci par une suite d'abrupts et de versants de quelques dizaines de mètres de commandement. Au Nord de Locmaria - Berrien, le cours de l'Aulne est nettement guidé par des failles qui limitent un bloc structural portant la crête d'interfluve du Liorzou orientée WNW-ESE. La rivière le contourne au niveau du bois de Lémézec par un spectaculaire virage à angle droit encaissé de plus de 100 m. Ce coude et la rectitude des escarpements du versant oriental aval semble indiquer un rejeu vertical des failles à cet endroit. La confluence de l'Aulne et du Beurc'hoat est située dans la dépression subméridienne qui sépare l'Arrée de l'antiforme de Callac située plus à l'Est (feuille 1/50 000 Carhaix-Plouguer). Les photos aériennes permettent de repérer entre Berrien et l'Aulne, du bois de Lestrezec à Locmaria - Berrien, sur une largeur d'environ quatre à cinq kilomètres, un important faisceau de fractures de direction moyenne N 150 à 170°E dont certaines, affectant la zone des kaolins du Ménez Molvé près de Berrien et limitant le bloc structural de l'Arrée, ont rejeu récemment.

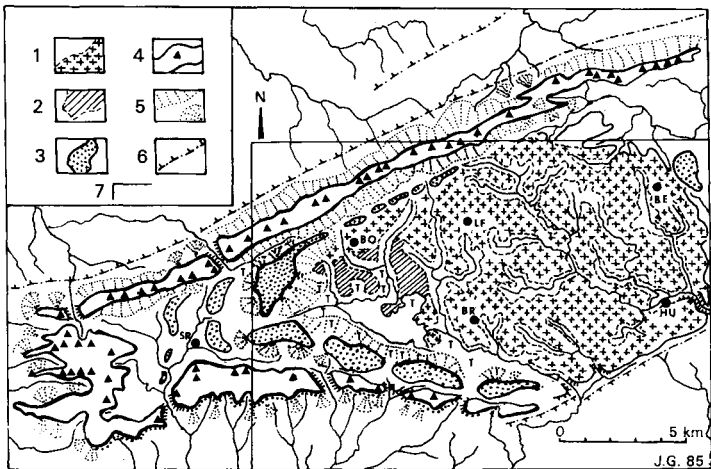
Les Monts d'Arrée

La plus grande partie des Monts d'Arrée se trouve sur la feuille Huelgoat mais son assemblage avec celles du Faou et de Morlaix permet d'avoir une vue d'ensemble de ce massif composite qui juxtapose des éléments structuraux différents. La surrection de la pénéplaine post-hercynienne au cours du Cénozoïque et sa dissection depuis le Pliocène ont favorisé la division du massif en unités topographiques structurales. L'Arrée forme un massif d'altitudes supérieures à 220 m dont la plupart des sommets culminent entre 270 et 310 m. L'ensemble s'individualise nettement par de fortes pentes au-dessus des bas pays qui l'entourent : bassin de Châteaulin dans le secteur méridional, plateaux du Léon à l'Ouest et au Nord avec des culminations ne dépassant que rarement 200 m. L'Arrée n'est que la partie occidentale d'une suite de hautes terres qui s'allonge d'Est en Ouest à partir des Hauteurs du Méné au Sud-Est de Saint-Brieuc. Les points les plus élevés sont au Nord le Roc'h Trédudon (387 m - point culminant de la Bretagne) et le Roc'h Trévezel (383 m). Le drainage se faisant généralement vers le Sud à partir des crêtes septentrionales, on a affaire à un basculement de la surface post-hercynienne dans cette direction. Les versants septentrionaux des crêtes sont comme au Roc'h Trévezel des abrupts de faille qui se dressent au-dessus des plateaux à drainage vers le Nord.

Trois groupes de reliefs structuraux se partagent l'Arrée (fig. 1) : la longue *crête septentrionale*, les *collines* et les *dépressions centrales*, les *croupes* et les *plateaux des bordures occidentales et méridionales*. La *crête septentrionale* est une étroite barrière de 100 à 150 m de commandement, large au sommet de 500 à 1 000 m et s'étirant sur 25 km environ. Entre Commana et Botmeur, elle culmine partout à plus de 350 m. Elle est formée pour l'essentiel par une bande fortement plissée et tectonisée de schistes, quartzophyllades avec des bancs de quartzites.

La *région centrale* est un bombement évidé par l'érosion. L'allure de dôme de la partie occidentale résulte sans doute de la mise en place du pluton granitique du Huelgoat qui affleure à l'Est. Ce pluton granitique à structure concentrique porte des collines en forme de coupole. Un réseau de fractures orthogonales orientées N 60 et N 150°E est emprunté, au Sud-Est, par d'étroites vallées. Au Nord du dôme des granites à grains fins du Cloître, la dépression de Roz-an-Eol est creusé dans le granite porphyroïde à cordiérite qui est ici fortement arénisé. Autour de Huelgoat, zone très fracturée où les cours d'eau s'encaissant profondément, le déblaiement des arènes des versants a dégagé de grosses boules plurimétriques qui s'entassent parfois en pittoresques chaos. Le croissant septentrional du granite à grain moyen de La Feuillée offre un relief de croupes convexes d'interfluve, séparant des vallées souvent évasées aux fonds plats envahis par les colluvions et aux têtes de source développées en petits alvéoles semi-circulaires.

La vaste *dépression du "Yeun-Elez"*, occupée au centre par le réservoir Saint-Michel, installée sur les schistes briovériens et entourée par le grand arc des collines de Grès armoricain (Arénigien), est une combe creusée au cœur du bombement anticlinal. La retombée périclinale s'effectue vers l'Ouest dans le pays de Saint-Rivoal (feuille Le Faou) où l'érosion a dégagé des arcs successifs de grès ordoviciens et siluriens séparés par des bandes schisteuses en creux. L'ensemble donne un relief de type appalachien à crêtes courbes. Conformément au pendage stratigraphique vers l'extérieur, l'arc des hautes collines gréseuses présente des abrupts face à la dépression de Yeun-Elez et des versants convexes vers l'Ouest et le Sud. La branche septentrionale de l'arc est très réduite par le jeu d'une



- 1 : Massif granitique de Huelgoat
- 2 : Affleurement des schistes briovériens du Yeun-Elez
- 3 : Collines de Grès armoricains
- 4 : Crêtes et plateaux périphériques avec roc'h (Schistes et quartzites de Plougastel)
- 5 : Versants ou coulée de solifluxion
- 6 : Failles septentrionales responsables du soulèvement de l'Arrée
- 7 : Limites de la feuille Huelgoat
- T : Emplacement des principales tourbières
- SR : Saint-Rivoal ; BO : Botmeur ; LF : La Feuillée ; BE : Berrien ; BR : Brennilis ; HU : Huelgoat

Fig. 1 - Les Monts d'Arrée et le granite de Huelgoat
Esquisse géomorphologique

grande faille orientée N 70°E qui l'écrase et la fait disparaître entre la N 164 et Trédudon-le-Moine. C'est la puissance de la formation gréseuse (400 à 500 m d'épaisseur) qui justifie l'importante masse des hauts reliefs du Ménez-Kador ou Tuchen Gador (383 m), du Ménez Sant-Mikel (381 m) et du Roc'h Cleguer (317 m). Sur les pentes fortes et les sommets, des sols squelettiques portent des pelouses ou landes sèches, tandis que plus bas se développent des sols caillouteux plus profonds de type podzolique portant la lande mésophile. Coulées de solifluxion et convois de blocs accidentent les versants, principalement sur les lignes de fracture. Sur les flancs de la Tuchen Gador, des encoches et des demi-alvéoles d'une dizaine de mètres de diamètre seraient d'anciennes niches de nivation. De petits replats étagés pourraient être le résultat de phénomènes de cryoplanation. Au sommet de Tuchen Gador, des filons de quartz arment des grès quartzeux qui forment un important pinacle de plusieurs mètres de haut mis en valeur par la gélifraction.

Les schistes de la dépression du Yeun-Elez, peu résistants, très altérés, soumis à la microgélivation quaternaire, ont fourni une abondante matrice argileuse aux coulées de solifluxion en piémont des reliefs gréseux. Un vaste glacis couvert par les tourbières et la lande mésophile ou humide se développe au Sud et à l'Ouest aux pieds de la concavité basale et plonge doucement sous les eaux du lac artificiel qui a noyé d'anciens marais tourbeux.

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE

La région étudiée, couverte par la carte géologique à 1/50 000 de Huelgoat et ses alentours, fait partie du Domaine centre armoricain occidental. Celui-ci est séparé des Domaines nord et sud-armoricains par les accidents tectoniques majeurs que sont les cisaillements nord et sud-armoricains.

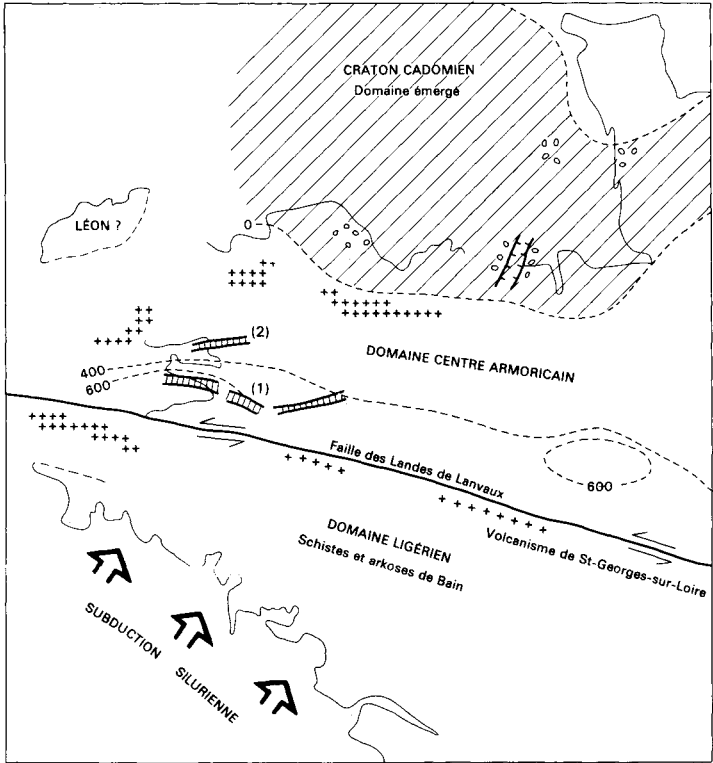
L'histoire orogénique principale du Domaine centre armoricain occidental s'inscrit durant le cycle varisque et principalement durant les événements de la phase bretonne compris entre 345 et 330 MA.

Cette phase tectonique peut être interprétée, soit comme la conséquence d'un changement important dans les mécanismes de collision entre les supposées plaques aquitaine et armorique (Wyns et Chantraine, 1984), collision ayant débuté au Dévonien en créant plus au Sud la Cordillère orogénique ligérienne, soit comme la fin de l'histoire périalantique éohercynienne (Rolet *et al.*, 1984).

Quel que soit le mécanisme invoqué, ces phénomènes vont entraîner la surrection du Domaine centre armoricain occidental, avec formation de cisaillements intracrustaux étroitement liés aux déformations tectono-métamorphiques, et avec mise en place de massifs granitiques alumineux et ouverture de grands bassins carbonifères.

Ces mécanismes s'exercent sur un domaine non déformé antérieurement, à sédimentation ordovico-dévonienne de plate-forme à peu près continue jusqu'au Famennien avec une possibilité de discordance au Givétien, dans le synclinal de Bolazec. Ce domaine peut être perturbé par l'apparition de rifts locaux à volcanisme tholéitique intraplaque, dans des structures distensives d'ampleur limitée, à l'Ordovicien supérieur et au Dévonien inférieur notamment.

Le Domaine centre armoricain est donc constitué, avant les événements de l'orogénèse bretonne, d'une couverture paléozoïque (Ordovicien à Dévonien



- | | | | |
|--|--|--|-------------------------------------|
| | Orthogneiss, trondjhémites, tonalites (480 MA) | | Formations rouges |
| | Volcanisme tholéïtique de Crozon Sud (1) et témoins de glaciation de Crozon Nord (2) | | Isopaches du Grès armoricain (en m) |
| | Filons et sills de la formation rouge d'Erquy | | Décrochement sénestre |

Fig. 2 - La Bretagne de l'Ordovicien au Silurien

supérieur) faiblement métamorphique (anchi à épizone faible), reposant sur le Briovérien (Éocambrien ?) de Bretagne centrale, lui-même peu structuré et faiblement métamorphique. Le soubassement de cet édifice est inconnu actuellement et fait l'objet d'un projet de sondage profond (Programme de Géologie profonde de la France). On peut toutefois remarquer son comportement stable ("cratonique") durant les événements tectoniques bretons et hercyniens, car ce sont essentiellement ses bordures, notamment occidentales, qui sont les plus violemment affectées.

DE L'ORDOVICIEN AU DÉVONIEN SUPÉRIEUR, L'ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DE LA PLATE-FORME STABLE DU DOMAINE CENTRE ARMORICAIN OCCIDENTAL

La succession des terrains paléozoïques antécarbonifères correspond à une série marine émaillée de quelques traces d'émersion au niveau des grès armoricains et des formations dévoniennes. Des influences de marées se marquent dans les caractéristiques sédimentologiques des dépôts et le développement d'un litage oblique de vagues au sommet de certaines strates traduit l'influence proche de l'action de la houle (Guillocheau et Rolet, 1982).

La période ordovicienne

Les formations ordoviciennes du Domaine centre armoricain occidental correspondent à l'histoire sédimentaire complète d'un bassin de plate-forme intracratonique, proche du type saharien (Durant *et al.*, 1984).

Cette histoire compte trois stades d'évolution avec :

- *un stade d'initiation*, à taux élevé de sédimentation correspondant à la sédimentation des Grès armoricains ;
- *un stade de maturité*, pendant lequel la faible subsidence entraîne une grande homogénéité verticale et latérale des faciès se traduisant par le dépôt des schistes llanvirno-caradociens ;
- *un stade d'abandon* correspondant aux formations caradociennes et ashgilliennes plus gréseuses. Ce stade, marquant la phase de régression du bassin, se termine par les manifestations de la glaciation fini-ordovicienne.

A la même période, les manifestations plutoniques s'expriment par des trondjhémites et tonalites datées de l'Ordovicien encadrant le bassin central armoricain.

Cette ceinture, actuellement orthogneissique, devait jalonner grossièrement la limite entre les zones internes (ligériennes) et les zones externes (à future structuration bretonne) du Domaine centre armoricain (fig. 2).

La période fini-silurienne

Après un épisode régressif ampéliteux silurien presque toujours incomplet, les formations fini-siluriennes des schistes et quartzites de Plougastel témoignent d'un taux de sédimentation anormalement élevé (350 m d'épaisseur en 5 MA). Elles constituent un élément original de la succession paléozoïque antécarbonifère et ont fait l'objet d'interprétations contradictoires : flyschs, turbidites, dépôts peu profonds, milieu instable, etc. La présence de microlitages obliques de vagues plaident en faveur d'un milieu de dépôt peu profond, peu

différent de la plate-forme sous-jacente, avec peut-être une région source émergée au Nord (Guillocheau et Rolet, 1982). De toute manière, ces schistes et quartzites inaugurent une reprise de la sédimentation qui va se poursuivre pendant tout le Dévonien.

La période dévonienne

Le Domaine centre armoricain occidental présente une série dévonienne continue depuis le Gédinnien jusqu'au Famennien, bien qu'une discordance soit possible au Givétien dans le synclinal de Bolazec. Cette série enregistre les contre-coups de nombreux événements tectoniques annonçant la phase bretonne. C'est pour cette raison que le Dévonien correspond à la succession de plusieurs bassins sédimentaires emboîtés les uns dans les autres (Guillocheau, 1984). Nous avons été amenés à différencier, après le dépôt des Grès de Landévennec gédinniens correspondant à une sédimentation calme de plate-forme en distension, plusieurs domaines sédimentaires difficilement corrélables (fig. 3). Le domaine de Brasparts - Rade de Brest à l'W-SW du granite de Huelgoat, les domaines des Monts d'Arrée et de Saint-Ambroise-Fréau à l'E-NE de ce granite et le petit domaine de Quenech Guen au Sud.

Dans ces différents domaines, sauf pour celui de Quenech Guen, la sédimentation correspond encore à une sédimentation de plate-forme avec alternances de shales à nodules "silico-alumineux" et de grès calcareux.

Ce régime de plate-forme est perturbé (région de Saint-Ambroise-Fréau, Lohuec, Bolazec) par la mise en place, dans une série alors plus condensée et néritique, d'un complexe volcanique et volcanodétritique hétérogène exprimé principalement par des spilites à affinités non orogéniques.

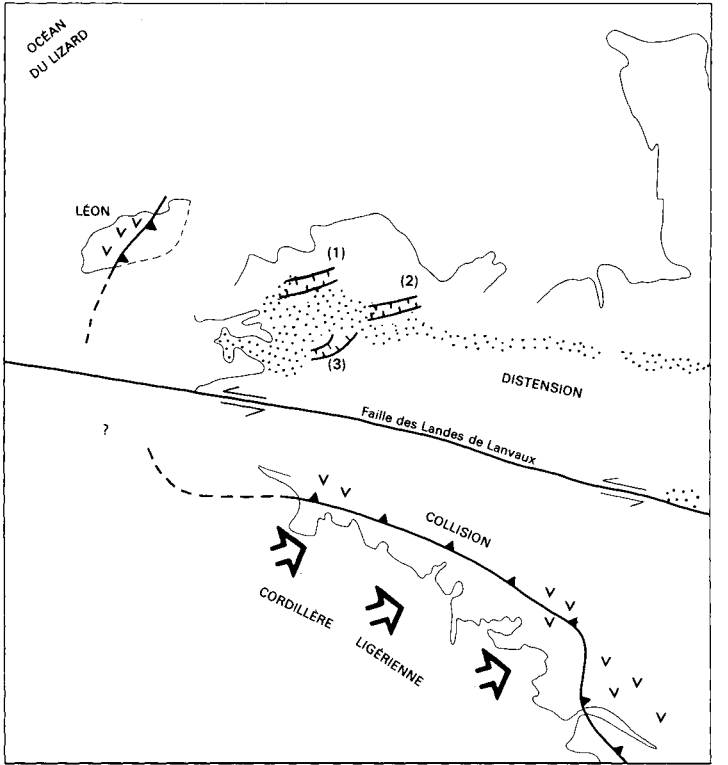
Ces manifestations magmatiques existent au niveau de toute la Bretagne du Nord-Ouest (Métabasites du Foz, séries volcano-sédimentaires de Porte-aux-Moines et Menez-Albot, amphibolites de Plestin et de Morlaix), et bien qu'en contextes variés et probablement diachrones, montrent la permanence d'un régime distensif dans l'avant-pays éohercynien (fig. 4).

Le domaine de Saint-Ambroise-Fréau caractérise une zone paléozoïque qui se trouve actuellement en contact anormal, vers le Nord-Est, avec l'antiforme de Plourac'h (Rolet et Deunff, 1982) et qui pourrait représenter pour partie la couverture siluro-dévonienne décollée au Dévonien supérieur.

Au Dévonien moyen, la distension va atteindre localement l'océanisation avec l'ouverture du petit océan du Lizard au niveau de la Manche actuelle (Rolet *et al.*, 1984) et du rift supposé être à l'origine de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (Autran *et al.*, 1986) ; Castaing et Hottin, 1985) ; océans et rift rapidement refermés et suturés.

Ces mécanismes distensifs, présents au niveau du Domaine centre armoricain occidental, en arrière de l'orogène principal ligérien situé au Sud, pourraient être liés aux coulissages intraplaques senestres importants, existant le long de la grande faille des Landes de Lanvaux, durant le Siluro-Dévonien (Wyns et Chantraine, 1984).

Outre ces répercussions d'ordre distensif, la sédimentation enregistre parfois d'autres échos tectoniques montrant une certaine instabilité de la plate-forme, comme c'est le cas pour le domaine de Quenech Guen (Rolet et Thonon, 1979).








-  Front majeur de l'écaillage ligérien
-  Décrochement sénestre
-  Reliques éclogitiques éohercyniennes
-  Dévonien connu
-  Rifts probables (volcanites alcalines ou tholéitiques)
- (1) : Bolazec
- (2) : Porte-aux-Moines
- (3) : Menez-Albot

Fig. 4 - La Bretagne au Dévonien inférieur et moyen

Cette série à tuffites, conglomérats, grès feldspathiques et quartzites, contraste avec les niveaux habituels du Dévonien inférieur et moyen. La sédimentation remanie des éléments allant jusqu'au Dévonien moyen ce qui suggère pendant cette période dévonienne, la possibilité de glissements synsédimentaires importants, à mettre en parallèle avec la crise sédimentaire de l'Emsien de la rade de Brest (Deunff *et al.*, 1984). Il faut également envisager la présence d'un volcanisme acide important et l'existence de reliefs suffisants à l'origine des conglomérats.

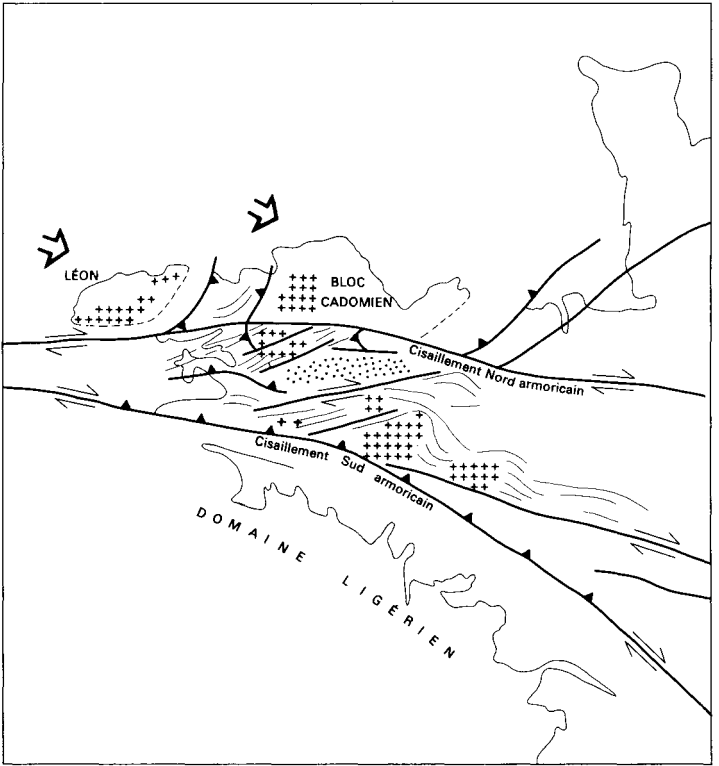
Le Dévonien supérieur du domaine de Saint-Ambroise-Fréau (Herrouin *et al.*, 1977) se caractérise également par son aspect volcano-sédimentaire à volcanisme rhyodacitique et, compte tenu de l'absence systématique de faune et de flore givétienne dans les formations de ce domaine et la disharmonie structurale existant au niveau du synclinal de Bolazec, il est possible de penser à l'existence d'une discordance probable de ce Dévonien supérieur ; discordance annonçant les événements de l'orogénèse bretonne.

En résumé, au niveau du Domaine centre armoricain occidental, s'instaure un régime sédimentaire dont la dynamique demeure inchangée, sans grandes ruptures dans les milieux de sédimentation, durant tout le Paléozoïque antécarbonifère. Ce bassin antécarbonifère va subir la tectogénèse bretonne et laisser la place à un bassin carbonifère beaucoup plus instable, en discordance sur le précédent et pour lequel le contrôle structural apparaîtra beaucoup plus nettement.

DU DÉVONNIEN SUPÉRIEUR A LA FIN DU CARBONIFÈRE, LE RÔLE DE LA TECTONIQUE CISAILLANTE DANS L'OROGENÈSE BRETONNE

A partir du Dévonien supérieur, et si l'on prend en compte le premier modèle (Wyns et Chantraine, 1984), le mouvement relatif entre les supposées plaques Aquitaine et Armorique, jusque là senestre, devient dextre et entraîne un développement de la contrainte principale en direction NW-SE. La plaque Aquitaine, couissant le long de l'Accident sud armoricain, affronte la plaque Armorique au niveau des Landes de Lanvaux avec sous charriage vers le Nord du bloc aquitain (fig. 5).

C'est le début, avec la phase bretonne (Rolet, 1982), de l'orogénèse hercynienne au sens strict qui va se poursuivre pendant tout le carbonifère par l'établissement d'un régime tectonique cisaillant dextre dans l'ensemble du Massif armoricain. C'est dans ce contexte cisaillant que les sédiments ordovico-dévonien acquièrent leur structure polyphasée synmétamorphe, que les granites médio-armoricains (Huelgoat, Plounéour,...) se mettent en place du fait des surépaisseurs de croûte continentale et probablement de la fusion crustale du Léon, et que, en surface, commencent à s'ouvrir les grands bassins carbonifères (Châteaulin, Laval, Ancenis) grâce au fonctionnement de grands cisaillement crustaux ; bassins dont le contenu sera lui même déformé au Namuro-Westphalien.









- | | | | |
|---|--|---|------------------------------------|
|  | Principaux granites de la phase bretonne |  | Traces de la schistosité |
|  | Chevauchements |  | Initiation du bassin de Châteaulin |
|  | Décrochements |  | Direction de convergence |

Fig. 5 - La Bretagne du fini-Dévonien au début-Carbonifère

Les déformations souples de la série ordovico-dévonienne

L'architecture des formations paléozoïques anté-carbonifères résulte d'une superposition de structures (plis, schistosités) dont il est possible, dans la région des Monts d'Arrée, d'envisager une élaboration progressive à partir d'un régime de déformation général en cisaillement ductile dextre, synschisteux et synmétamorphe (Darboux et Gravelle, 1982). Dans d'autres secteurs comme la Rade de Brest, les structures souples peuvent être contemporaines de cisaillements tangentiels à vergence Sud-Est.

Dans le détail, cette structuration bretonne, débutant au tardi-Famennien, comprend deux phases de plis synchisteux en climat épizonal (Darboux, 1981), accompagnés d'un cortège filonien syntectonique cisailé et dilacéré (Rolet et Thonon, 1978), contemporain de la mise en place des granites médio-armoricains dont celui de Huelgoat (Barrière *et al.*, 1983).

Le métamorphisme général apparaît synchrone des premiers plis couchés tandis que les relations déformation-métamorphisme de contact, montrent que les intrusions des granites de Plounéour et Huelgoat sont contemporaines de la deuxième phase (Darboux, 1981).

Cette deuxième phase est la mieux exprimée dans le secteur couvert par la carte Huelgoat à 1/50 000 ; elle induit la structuration à l'échelle cartographique, correspondant au synclinorium des Monts d'Arrée, à l'axe anticlinal dans lequel perce le pluton de Huelgoat, et au synclinal de Buelhars-Bolazec (fig. 3).

Cette structuration est synchrone de la formation d'un réseau de décrochements dextres de directions N 50 à N 110°E (Rolet, 1984), situés de part et d'autre des Monts d'Arrée, au Sud du granite de Huelgoat et de l'anticlinal de Plourac'h, et au niveau du cisaillement fondamental nord-armoricain (fig. 3).

Les études microtectoniques montrent, qu'à la schistosité générale élaborée pendant les deux phases majeures de déformations, peut se surimposer une crénelation. Cette crénelation épisodique est oblique sur la schistosité de flux antérieure, et au fur et à mesure que l'on monte dans la série dévonienne depuis les schistes et quartzites de Plougastel jusqu'au Dévonien du Domaine de Brasparts, cet épisode semble s'intensifier et avoir des effets structurants de plus en plus importants.

La mise en place du massif granitique de Huelgoat

C'est dans un laps de temps très court, du Famennien au Strunien, que se forment l'essentiel du cortège filonien synorogénique du Domaine Brasparts - Rade de Brest et la première génération d'intrusions monzogranitiques et granodioritiques auxquelles appartient le massif de Huelgoat (Barrière *et al.*, 1983).

Rappelons que ce massif est constitué de trois unités concentriques (fig. 6), du centre vers la périphérie : le granite du Cloître, le granite de Huelgoat *s.s.* et le granite de La Feuillée (Conquère, 1969 ; Georget, 1983 ; Castaing *et al.*, 1987). Des leucogranites et quelques filons basiques recourent la partie centrale du massif.

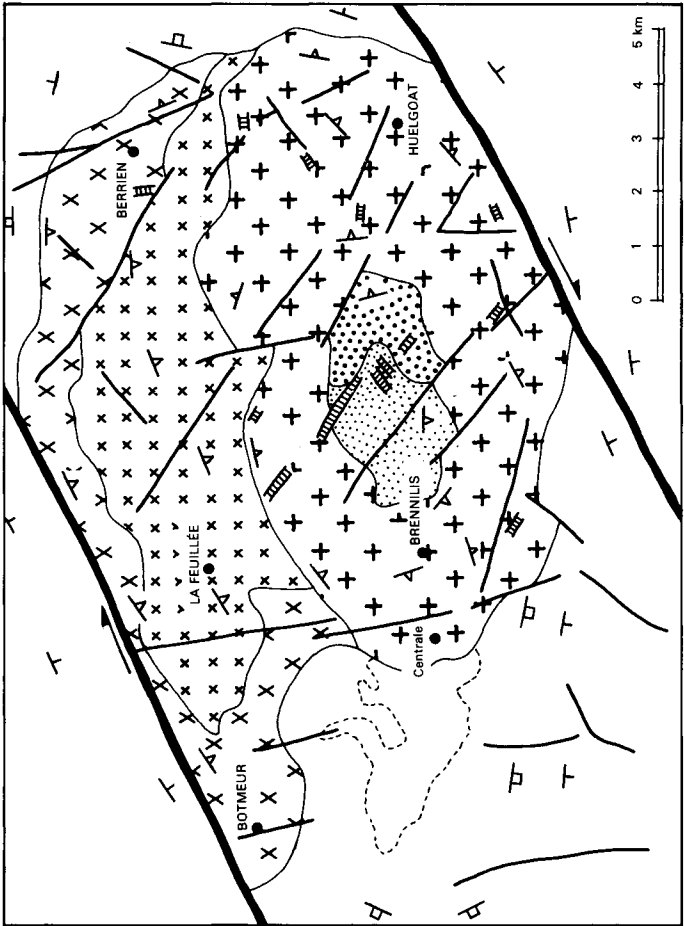
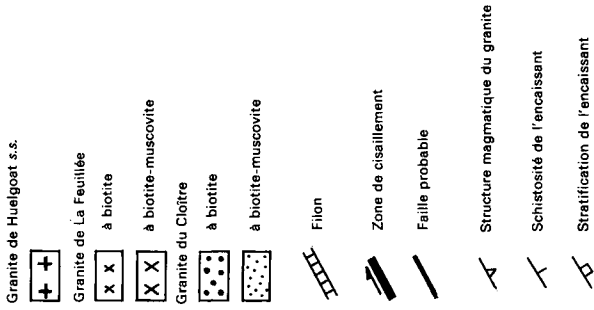
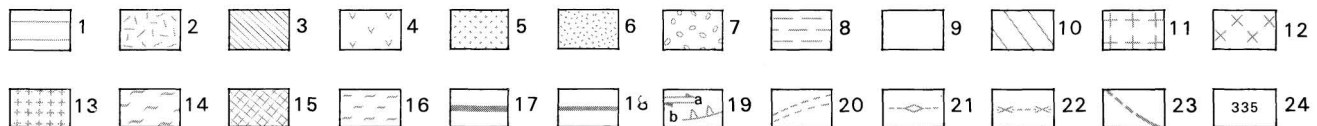
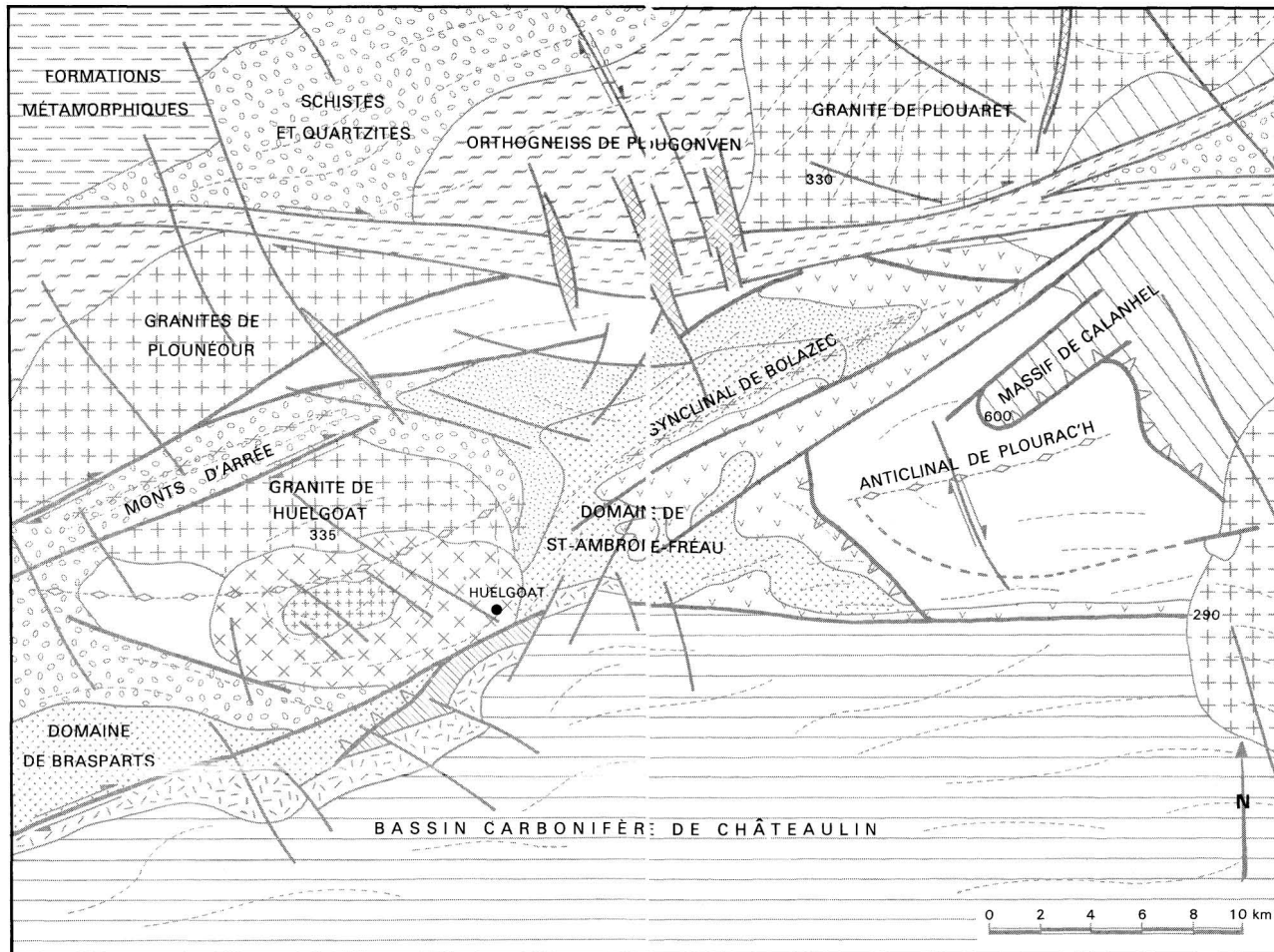


Fig. 6 - Structures magmatiques du granite de Huelgoat en relation avec son encaissant



1 - Carbonifère. 2 - Formations volcaniques et volcano-sédimentaires du domaine de Braspart-Châteaulin. 3 - Formations sédimentaires et volcano-sédimentaires du domaine de Quenech Guen. 4 - Formations volcaniques, hypovolcaniques et volcano-sédimentaires du domaine de Saint-Ambroise-Fréau, Bolazec. 5 - Dévonien. 6 - Niveaux inférieurs du Dévonien. 7 - Ordovicien à Siluro-dévonien. 8 - Formations métamorphiques du Léon. 9 - Briovérien.

10 - Briovérien à structuration cadomienne. 11 - Granites de la Feuillée, Plouneour, Plouaret et Quintin. 12 - Granite de Huelgoat. 13 - Granite du Cloître. 14 - Orthogneiss. 15 - Cataclasites. 16 - Cisaillement ductile nord-armoricain. 17 - Décrochements. 18 - Failles. 19 - a) mouvements décrochants, b) mouvements tangentiels. 20 - Structures planaires. 21 - Anticlinal. 22 - Synclinal. 23 - Axe des granites cadomiens. 24 - Age absolu en millions d'années.

Fig. 3 - Schéma structural de la région de Huelgoat

Du point de vue géochimique, l'ensemble de ces granites possède un caractère alumineux (Castaing *et al.*, 1987 ; Georget, 1983 ; Georget et Capdevilla, 1984) se traduisant par une biotite riche en aluminium ($Al_2O_3 > 18,6\%$) et, géochimiquement, par une valeur supérieure à 10 du paramètre multicationique A (fig. 7a). La figure 7 montre que le granite de Huelgoat s.s. évolue avec des paramètres A et Q fortement croissants et un paramètre B constant, alors que les granites de La Feuillée et du Cloître évoluent avec paramètres A et Q faiblement croissants et un paramètre B fortement décroissant.

La figure 8 souligne le lien de consanguinité existant entre les différentes unités granitiques. Dans le diagramme triangulaire SS-AC-MM (fig. 8a) de de La Roche *et al.* (1980), la suite granitique de Huelgoat apparaît comme dérivant de la fusion partielle de métasédiments de type grauwacke (lignée I). Dans le diagramme binaire Rb/Sr en fonction de Sr, en coordonnées logarithmiques (fig. 8b), tous les échantillons sont très proches de la droite de régression ce qui paraît dénoter un certain lien génétique au niveau de la source, tout en notant que les champs des différentes unités granitiques ne se recouvrent que partiellement.

C'est pourquoi dans le cadre de l'étude géochronologique réalisée, on a été amené à construire une isochrone Rb-Sr pour chacune des unités granitiques du massif de Huelgoat.

Peucat *et al.* (1979) ont obtenu, par la méthode Rb-Sr, un âge de 336 ± 13 MA pour le granite du Huelgoat. L'isochrone est établie à partir de sept échantillons représentant les trois principaux faciès du granite (granites du Cloître, de La Feuillée et de Huelgoat s.s.).

Une nouvelle étude, toujours par la méthode Rb-Sr sur roches totales, a été effectuée sur un plus grand nombre d'échantillons. Dans un diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr = f(^{87}Rb/^{86}Sr)$ (fig. 8) les points analytiques définissent une droite dont la pente correspond à un âge de 345 ± 10 MA (2 σ). Cet âge confirme et précise l'âge de 336 ± 13 MA préalablement obtenu par Peucat *et al.* (1979).

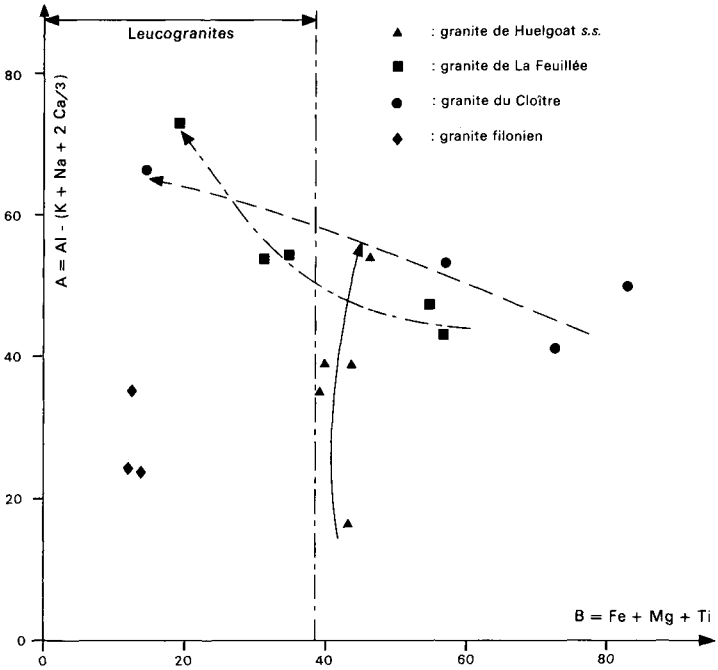
Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial (0,7062) est compatible avec une origine du magma granitique par fusion de matériaux de type grauwackeux, ce qui confirme les conclusions de la géochimie.

Pris individuellement les granites du Cloître et de La Feuillée définissent également deux isochrones (fig. 9) dont les âges et les rapports isotopiques initiaux sont identiques, dans la limite des erreurs.

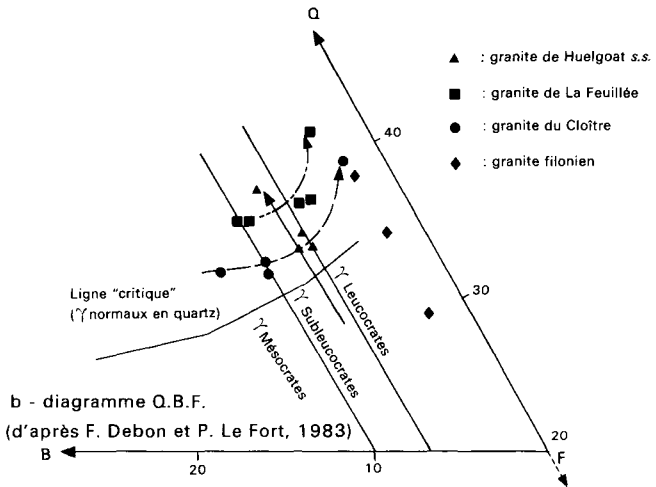
Par contre, si l'on détermine une droite de régression à travers les points analytiques des deux faciès on n'obtient pas une isochrone. Ceci tendrait à prouver qu'il existe entre chaque faciès des différences, sans doute minimales, mais significatives, soit dans l'âge de mise en place, soit vraisemblablement dans les apports isotopiques initiaux. Cette hypothèse mériterait d'être vérifiée.

Du point de vue géodynamique, le massif granitique de Huelgoat provient donc de la fusion partielle de matériaux source d'origine sédimentaire, dû au surépaississement crustal engendré par le plongement et le blocage de la plaque Aquitaine sous la plaque Armorique et par le sous-charriage du Léon sous la Domaine centre armoricain (fig. 4). A partir du magma anatectique ainsi formé, vont s'individualiser :

— le granite de La Feuillée,



a - diagramme A-B
 (d'après F. Debon et P. Le Fort, 1983)



b - diagramme Q.B.F.
 (d'après F. Debon et P. Le Fort, 1983)

Fig. 7 - Diagrammes géochimiques des différents faciès du granite de Huelgoat

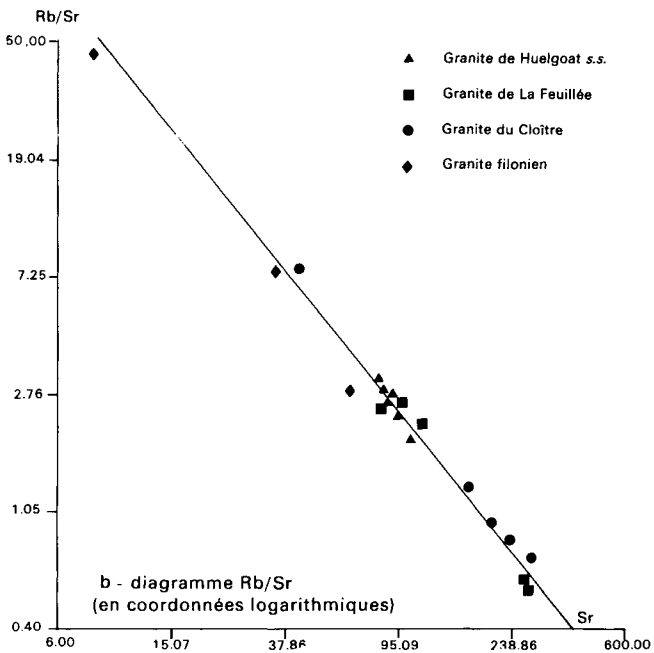
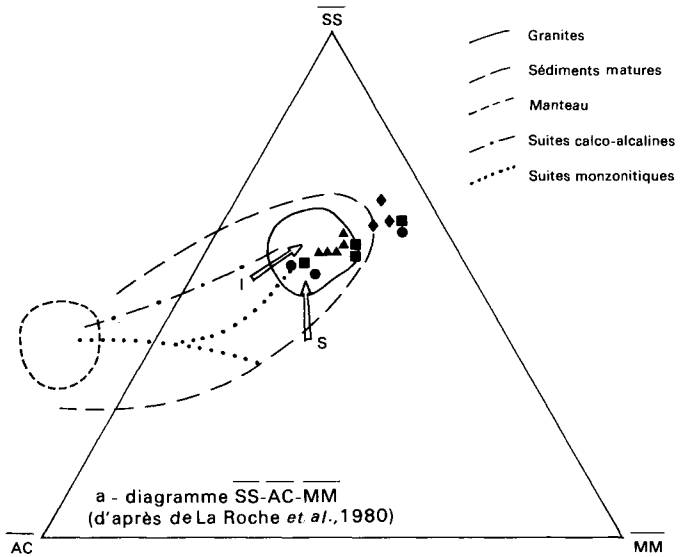


Fig. 8 - Diagrammes géochimiques des différents faciès du granite de Huelgoat

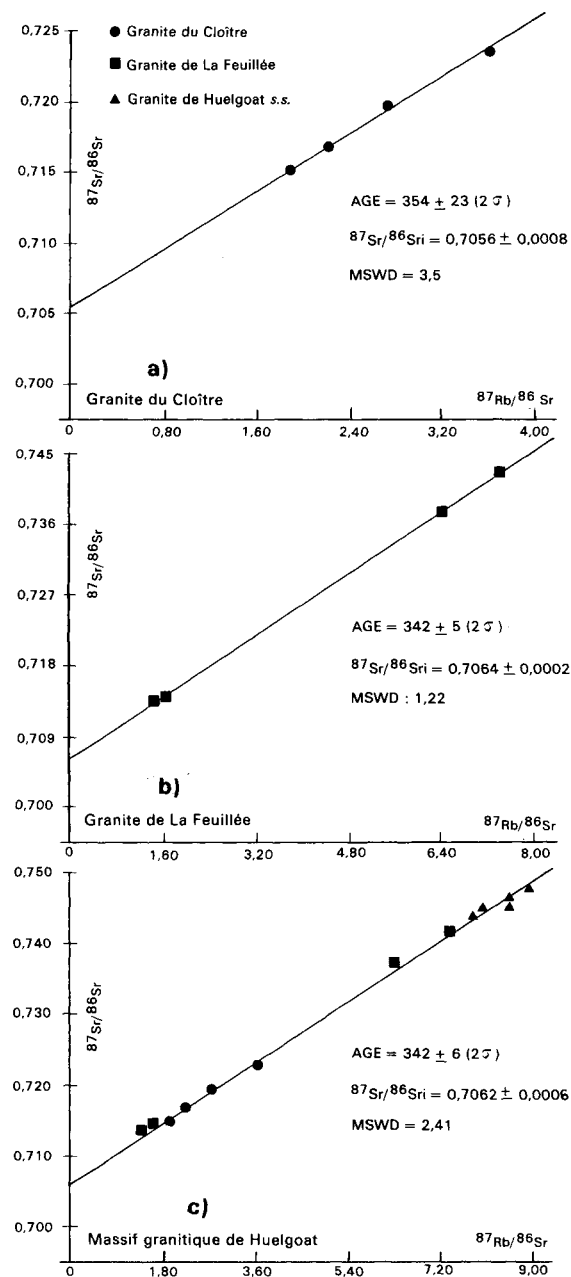


Fig. 9 - Isochrones Rb-Sr

- le granite de Huelgoat *s.s.*, légèrement postérieur au précédent car sécant sur sa pétro-structure,
- le granite du Cloître pouvant être considéré comme une enclave témoin d'un granite subcontemporain à celui de La Feuillée.

Les intrusions diapiriques vont s'effectuer dans un contexte tectonique en régime cisailant dextre, se traduisant par la déformation de la bordure N.NW du granite de La Feuillée, caractérisé par une cataclase importante et un étirement des minéraux parallèlement au contact avec la structure des Monts d'Arrée. Cette cataclase est exprimée dans tout le granite de La Feuillée avec un gradient croissant du Sud vers le Nord.

Les structures magmatiques primaires montrent une orientation généralement N 70°E dans le granite de La Feuillée, par contre elles épousent globalement les contours des granites de Huelgoat *s.s.* et du Cloître (fig. 6). Cet agencement hélicoïdal central, passant en continuité avec les schistosités de l'encaissant, est un argument supplémentaire d'une mise en place syntectonique, synchrone de la déformation régionale (Brun et Pons, 1981).

L'organisation spatiale de ces structures d'écoulement magmatique résulte de l'effet conjugué des contraintes régionales et de celles engendrées par l'intrusion diapirique, le granite de Huelgoat étant monté à la manière d'une "bulle", traversant les séries du Paléozoïque inférieur qui adoptent ainsi une structure anticlinale (fig. 3).

L'ouverture du bassin de Châteaulin

Le réseau de décrochements directionnels dextres, se développant pendant la structuration bretonne (fig. 5), va permettre du fait de ses flexurations et de ses relais (fig. 10), l'ébauche de vastes aires lozangiques en dépression, piégeant la sédimentation molassique struno-tournaisienne du bassin de Châteaulin (Rolet, 1984).

La phase d'ouverture du bassin correspond à la période la plus longue et la plus complexe. C'est pendant cette période que se déposent sur le flanc nord (fig. 3) trois formations volcano-sédimentaires en discordances cartographiques : les formations de Kermerrien, Kertanguy et Kerroc'h (Rolet et Thonon, 1979).

La formation de Kermerrien datée du Strunien (Rolet *et al.*, 1985), correspond aux premiers termes connus du bassin de Châteaulin et se caractérise par la présence d'olistolites siluro-dévonien de schistes et quartzites de Plougastel, pouvant atteindre 2 km de long (Rolet, 1982). Les caractéristiques sédimentologiques de cette formation plaident en faveur de turbidites distales déposées sur une aire relativement plane mais fortement subsidente et en contexte volcanique. On y trouve des décharges brutales et galets de Grès armorcains, des shales noirs schistosés à andalousite provenant sans doute de l'aurole de contact du granite de La Feuillée, ainsi que l'auto-remaniement de tufs acides contemporains.

La formation de Kertanguy, résultant d'un important épisode volcanique Tournaisien possible, est constituée par une puissante série de laves et de tufs quartz-kératophyriques, discordante sur la formation de Kermerrien.

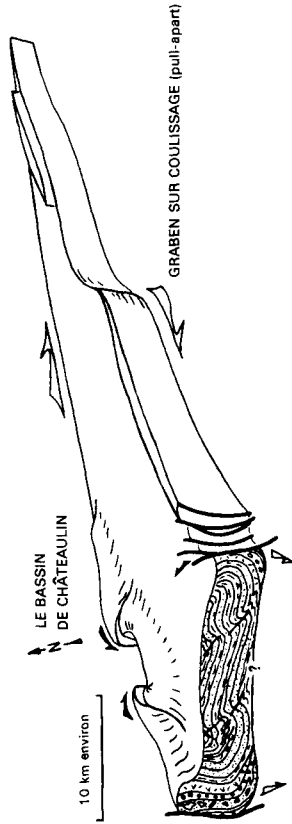
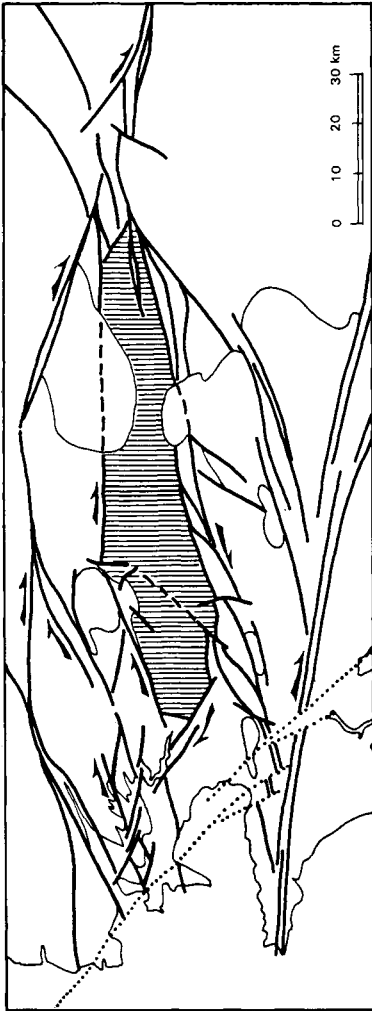


Fig. 10 - Le Bassin de Châteaulin

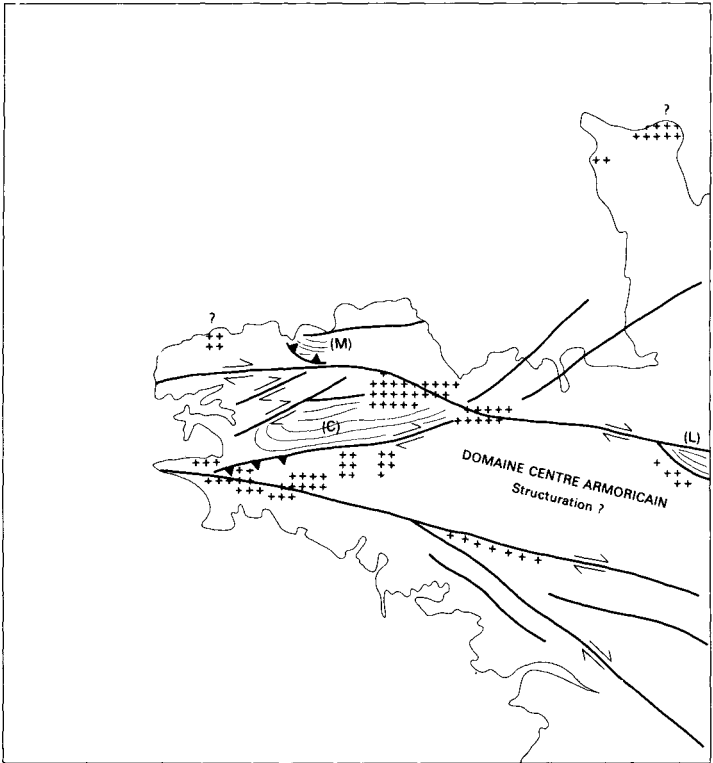
La formation de Kerroc'h, significative d'une période de surrection de reliefs, débute par une énorme décharge conglomératique faisant place à une série volcano-sédimentaire. L'étude des laves, tantôt aériennes, tantôt sous-aquatiques, indique un caractère tholéitique (Rolet et Thonon, 1979) compatible avec l'environnement tectonique distensif local, existant au niveau du bassin de Châteaulin. Cette formation, discordante sur la précédente, est attribuée au Viséen inférieur.

C'est pendant la période de maturité du bassin que les formations précédentes, connues actuellement sur les franges bordières, sont largement recouvertes en discordance par la *formation de Pont-de-Buis - Châteaulin* datée Viséen supérieur - Namurien (Doulinger et Pelhâte, 1976). Ce stade de comblement rapide débute par des décharges conglomératiques locales, surmontées par le vaste cône gréseux de Locmaria - Berrien (Pelhâte, 1970). Ces premiers termes sont ensuite recouverts par des shales et des wackes feldspathiques, pouvant correspondre à des turbidites prodeltaïques (Guillocheau et Rolet, 1982), conséquence d'un bassin mobile, ayant une subsidence supérieure à l'apport sédimentaire en relation avec un soulèvement régulier des seuils bordiers. Ceci est caractéristique des bassins en "pull-apart" en cours de fonctionnement, avec formation de discordances progressives et migration des termes les plus récents sur les bordures (Rolet, 1984).

La structuration namuro-westphalienne (fig. 11) intervient sur un bassin dont les flancs sont déjà redressés du fait des décrochements bordiers, en provoquant la formation de grands plis est-ouest synchistoux, déversés et écaillés vers le Nord (ou vers l'Ouest dans la partie occidentale), en climat métamorphique anchizonal (fig. 10). Cet ultime serrage varisque, associé à la mise en place des derniers granites armoricains à la faveur de grandes failles crustales, est considéré en Bretagne centrale et en Normandie, comme le seul événement tectono-métamorphique structurant, les événements bretons ne s'y étant pas manifestés. Les données structurales récentes concernant l'évolution tectonique du bassin de Laval (Houlgatte *et al.*, à paraître) confirment la discrétion, voire l'inexistence de la phase bretonne en Bretagne centrale orientale (absence de dépôts du Dévonien moyen et supérieur, pas de structuration anté-carbonifère évidente). Cette constatation plaide en faveur d'un gradient tectono-métamorphique grossièrement est-ouest (Rolet *et al.*, 1984), la phase bretonne n'étant fortement exprimée qu'en Bretagne occidentale.

La conséquence des déformations namuro-westphaliennes sur la géométrie des régions structurées lors de la phase bretonne, doit être certainement discrète et correspondre à un rejeu des grands accidents. En ce qui concerne le bassin de Châteaulin, on peut envisager que, après avoir piégé la sédimentation, le bassin piège également la déformation (Darboux, 1984). Ses sédiments encore plastiques auraient confiné les déformations souples, le contexte structuré pendant la phase bretonne jouant le rôle de socle.

Ainsi, les décrochements dextres ayant induit la naissance du bassin, contrôlé la sédimentation et le volcanisme, ont également contribué à sa structuration, du fait de la permanence de leur fonctionnement.



Principaux granites



Ecaillages



Structuration des bassins de Châteaulin (C),
Morlaix (M), Laval (L).



Décrochements

Fig. 11 - La Bretagne au Carbonifère moyen

A LA FIN DU CARBONIFÈRE, LES EFFETS DE LA TECTONIQUE CASSANTE

Compte tenu de la persistance d'un régime tectonique général en compression, dû à la dynamique des plaques armorique et aquitaine du Dévonien supérieur au carbonifère, la direction NW-SE de raccourcissement maximal influence toute l'histoire géodynamique de la région.

Elle préside comme nous l'avons vu antérieurement, aux déformations tectonométamorphiques antécarbonifères, à la mise en place de granites tels que celui de Huelgoat, à l'ouverture en *pull-apart* et au serrage de bassins carbonifères tel que celui de Châteaulin.

Ces considérations s'accordent bien avec la fracturation majeure du massif granitique de Huelgoat, orientée N 120°E qui guide la mise en place de filons de quartz et de microdiorites. L'étude morpho-cinématique de cette fracturation jouant en décrochement ou le plus souvent en traction, confirme la direction de raccourcissement maximal orienté NW-SE. Il est possible d'envisager un système de Riedel dans lequel les décrochements régionaux dextres des Monts d'Arrée et de la bordure S.SE du granite induiraient cette fracturation N 120°E. Cet épisode compressif cassant peut être également considéré comme le moteur des petits bassins houillers limniques namuro-stéphaniens, situés directement sur les décrochements leur ayant donné naissance.

A la fin du Paléozoïque (fig. 12), un nouveau régime de contrainte engendre une nouvelle direction de raccourcissement maximal orienté Nord-Sud, dont les effets sont bien visibles dans les granites de Huelgoat, Fougères, Quintin et Pontivy (Beurrier *et al.*, 1979). Tandis que se mettent en place les granites rouges du Nord du Léon et du Trégor et les derniers leucogranites sud-armoricains, il y a formation d'un large faisceau de fractures et de cataclase dextre N 150-170°E, traversant la Bretagne depuis la région de Morlaix jusqu'à Lorient, passant à proximité est du granite de Huelgoat et porteur de minéralisations à Pb, Zn, Ag (Marcoux, 1980).

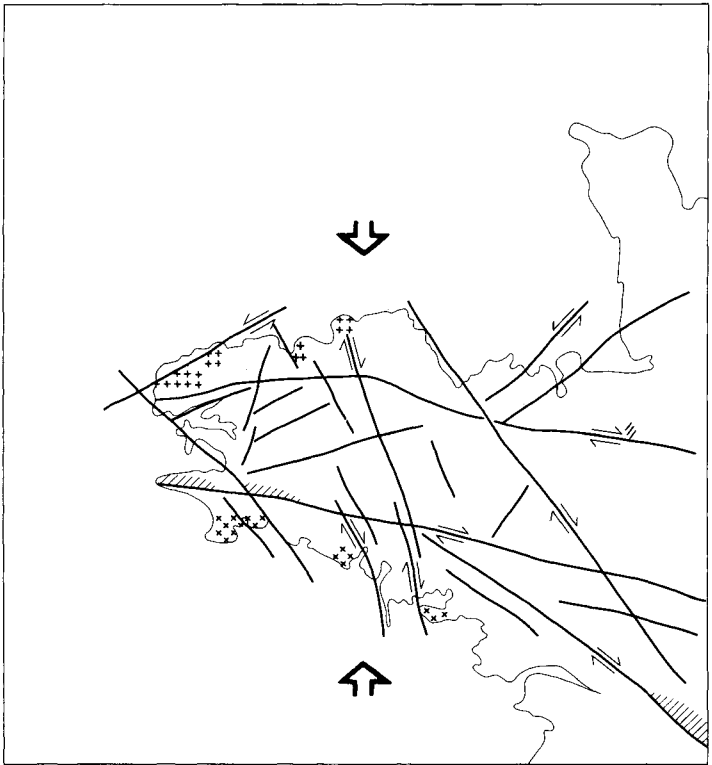
La vie de ces grandes fractures ne s'arrête pas à la fin du Paléozoïque mais est émaillée de rejeux incessants, prémices de l'ouverture de l'Atlantique et enregistrés par des marqueurs filoniens (Chauris *et al.*, 1977 ; Fouquet, 1980). De ces rejeux ressortent nettement : une distension NE-SW, attribuée par ailleurs à l'Oligocène et des fonctionnements récents dont un exemple, entre autres, est le piégeage nord-est de la haute vallée de l'Aulne sur la feuille Huelgoat.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Pluviométrie

Ar Pen ar Bed, c'est-à-dire le bout du monde, le Finistère, doit son climat particulier à sa position de façade à l'Ouest du continent européen et à sa latitude moyenne de 48° de latitude nord. C'est le lieu par excellence, à l'aplomb duquel se succèdent irrégulièrement les perturbations atlantiques, autrement dit ces déformations du front polaire, nées sur l'Atlantique nord-occidental, se déplaçant d'Ouest en Est et évoluant chacune selon le scénario classique du creusement dépressionnaire spécifique de la tête de l'ondulation.



Granites rouges subalcalins



Leucogranites alumineux (300 MA)



Bassins houillers limniques



Détachements tardi-hercyniens



Compression N-S tardi-hercynienne

Fig.12 - La Bretagne au fini-Carbonifère

Au-dessus de ses terres et approches se succèdent les masses d'air froid puis chaud, puis à nouveau air froid, ainsi que leur deux limites (front chaud puis front froid) et surtout les ensembles nuageux se développant spécifiquement au droit de ces fronts.

Même si la chronologie et la nature en est quelque peu différente, selon l'état d'évolution et le lieu de passage précis de la perturbation (contrôlés par les positions respectives des vastes zones dépressionnaires ou anticyclonales européennes), des séquences nuageuses précises se succèdent et l'on retiendra la différence fondamentale existant entre les apports pluvieux, faibles et de longue durée pour les stratus, moyens pour les nimbo-stratus, forts mais de courte durée pour les cumulo nimbus.

De fait, les risques de pluies fortes qui ne sont pas nuls sont minimes. La DDA les estime, en Centre Est du Département et par mois, à 68 mm en fréquence décennale, 94 mm en fréquence centenaire et 120 mm en valeur millénaire !

Globalement, l'on retiendra une constante interannuelle assez grande avec des précipitations "abondantes" et fréquentes au moins par le nombre de jours de pluie, c'est-à-dire 0,1 mm pendant 200 jours par an.

Par contre, on observe une nette augmentation avec l'altitude. Les courbes isohyètes (d'égale pluviométrie) calquent assez bien les courbes de niveau. Les précipitations sont modérées sur la frange littorale, de l'ordre de 800 mm. Elles s'intensifient nettement vers les reliefs du centre : Monts d'Arrée (1 537 mm à Brennilis) avec localement un gain à peu près linéaire en fonction de l'altitude.

L'eau provenant irrégulièrement au sol est en partie ou en totalité "consommée" par les plantes ou bien simplement évaporée. Ce quota se calcule et s'appelle l'évapotranspiration potentielle ETP, exprimée non en volume mais en lame d'eau et comparée à l'apport d'eau, c'est-à-dire la pluviométrie. Il n'apparaît de solde hydrique, c'est-à-dire l'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration, qu'en hiver avec un total de l'ordre de 400 mm. De cette quantité, les parts respectives entre le ruissellement et l'infiltration varient entre les couples 65 % - 35 % et 95 % - 5 % ; elles dépendent précisément de la lithologie et de la géométrie du substrat, milieu récepteur de la pluie, c'est-à-dire des horizons pédologiques (sol), recouvrements, altérites et enfin roche fissurée sous-jacente.

Les eaux souterraines

Lorsque l'on prononce les mots "eaux souterraines", l'on pense toujours à ressource, productivité, c'est-à-dire à la possibilité d'exploiter et non pas à la seule existence ou absence de celles-là. Dans le premier sens, la région d'Huelgoat est faiblement aquifère. Ici, l'on se rappellera, avant tout, qu'être aquifère sous-entend pouvoir stocker, c'est la fonction capacitive, et pouvoir aussi conduire, c'est la fonction conductrice. Par la typologie qui suit l'on verra que l'eau souterraine existe bien et apparaît sous une sorte de stratification fruste.

Typologie des eaux souterraines

● *Définie sur une même verticale (de haut en bas)*

— *Le premier étage*, de puissance métrique, est d'abord le sol naturel ou mieux le sol cultivé. Il est saturable à sa partie inférieure, notamment sous les tranches de labours, donc en limite des horizons pédologiques A et B. Les horizons B, de profils très variables et souvent à "ventre argilo-limoneux", feront de même, ainsi que les horizons peu conducteurs du recouvrement : limon, solifluat, etc., et bien sûr gley et pseudogley de plateau.

Bref, il se crée un ou plusieurs horizons suspendus plus ou moins transitoires mais qui toujours, même pour les plus argileux, relarguent plus ou moins lentement leur eau. Ils se ressuyent par un lent transfert gravitaire au toit d'eux-mêmes, ou bien par leur mur, ou bien par leur pourtour, notamment en marge de plateaux.

Un cas extrême classique résulte de l'affleurement par le haut de ces horizons suspendus, ce qui perpétue une végétation hydromorphe.

— *Le deuxième étage*, séparé du précédent par une zone non saturée, s'étend de 5 à 15 m. Il est spécifique des altérites, par exemple les arènes de granite sableuses, ou à blocs ; qui ont un fort pouvoir de capacité, mais la possibilité de migrer y est assez lente. La ressource mobilisable y atteint localement 18 m³/h par km². On lui joint la partie la plus sommitale et délitée de la roche sous-jacente.

Par contre, l'horizon saturé n'y est plus suspendu à la surface et imbibe un milieu assez homogène. Son sommet, à la pression atmosphérique, est assimilable à un toit piézométrique vrai, et la saturation y est celle d'une nappe vraie libre. Le profil supérieur de cette nappe est régi par le lieu et l'importance des prélèvements ou sorties (= exhaures), qui créent des profils de rabattement traditionnel et par les recharges hydrauliques à partir d'horizons, en principe, sus-jacents.

Les vitesses réelles de transfert qui ne dépassent guère les 0,5 m/h y sont plus lentes que dans l'étage sous-jacent (troisième étage) où des valeurs de quelques m/h sont connues.

— *Le troisième étage* est spécifique du milieu fissuré, c'est-à-dire que l'on y trouve un réseau continu et conducteur mais orienté, anisotrope ou inhomogène, de joints ouverts. Les origines en sont d'ailleurs multiples : joints de décompression calquant des plans de faiblesse de la roche, fentes réalisées par ripage relatif de 2 blocs, c'est-à-dire par faille, filons séquants d'une roche parfois totalement microfissurée et altérée.

— *Le quatrième étage* enfin est celui de "linéaments" profonds au droit desquels la roche peut être aussi totalement microfissurée et conductrice à des profondeurs importantes. Ces linéaments correspondent, eux aussi, à des accidents du socle armoricain et sont parfois décelables par l'analyse photointerprétative. Selon le pouvoir séparateur utilisé, l'on dressera la carte des linéaments régionaux ou celle des linéaments kilométriques dans une aire choisie.

Le quatrième étage est aussi le lieu de cavités ou vides d'origine tectonique dus notamment à des décollements généralisés au sein d'une pile sédimentaire

profonde. De bonnes présomptions en positionnent à plus de 1 000 m de profondeur dans le bassin de Châteaulin.

Ces gîtes fissuraux précités sont souvent de bons conducteurs mais ils ne font que drainer en sous-oeuvre les horizons d'altérites sus-jacents et remplacent le "mur imperméable" auquel on s'attendrait.

● *Visibles sur des sections*

La nappe vraie (altérites + fissures) est souvent libre et migre gravitairement. Toute anomalie de conduction, lors de cette migration du flux souterrain, va créer des recharges hydrauliques ou remontées du toit piézométrique, si le milieu traversé devient moins conducteur (par exemple au contact d'une faille); ou des décharges hydrauliques - rabattement du toit piézométrique dans le cas contraire.

● *Dans l'espace géologique*

La conséquence de ce qui précède, est une mosaïque de petites unités assez réduites en surface et peu profondes, localement drainées vers des profondeurs plus grandes. Le seul dénominateur commun est imposé par chaque thalwegs drainant et qui rabat plus ou moins mal et irrégulièrement la nappe vraie latérale. C'est-à-dire que la nappe vraie soutient hydrauliquement l'eau de surface du thalweg.

Typologie des sources ou émergences

Exutoires naturels, elles résultent classiquement de débordements du toit piézométrique en une aire de convergence (par rabattement) de courants souterrain et ceci au sommet d'un mur de roche colmatée. Elles peuvent être l'aboutissement de panneaux drainants (joints majeurs, filons) affectant la roche "saine". Les débits ponctuels y sont souvent assez faibles de 3-4 m³/h. Mais très souvent la zone d'exhaure est diffuse et recouverte de termes en placages hétérogènes tels argiles et sables à blocs, et surmontés par des tourbes ou des sols hydromorphes.

Dans le Sud-Est de la région, les lignes de débordements peuvent jalonner les contacts géologiques; des schistes constituent, en sub-surface, le mur d'une nappe "libre" de grès ou volcanites formant relief.

Bilan de l'eau souterraine en Centre-Finistère

● *Un bilan global*

Toutes roches et étages confondues, un calcul du BRGM établit que l'écoulement souterrain moyen représente 15 % des précipitations efficaces (c'est-à-dire 400 mm par an), soit pour l'ensemble du département du Finistère : 6 785 km², un volume de 400 millions de m³ par an. En revenant à une idée de production, sur la base que seulement 10 % de ce volume est exploitable dans des conditions économiques et techniques acceptables, l'auteur arrive au quota annuel de 40 millions de m³ par an (110 000 m³/jour), ce qui est loin d'être négligeable, mais à moduler considérablement selon la lithologie.

• **Un bilan étagé**

En utilisant la typologie précédente, on peut diviser l'hydrogéologie de la région d'Huelgoat en :

— *Une hydrogéologie de sub-surface*

C'est celle des petites unités aquifères dans les altérites ou la partie la plus sommitale de la roche décomprimée. Sa "productivité" naturelle (considérée ici comme le relargage réel de l'eau qu'elles ont emmagasiné), dépend spécifiquement de la géométrie mais aussi de la lithologie. Preuve en est la capacité qu'elles ont à injecter un débit que l'on appelle "soutien", s'opposant à l'étiage total des cours d'eau quand le ruissellement vrai de surface est égal ou proche de zéro. Aux deux extrêmes, l'on comparera le soutien correct par la coiffe du granite, mais quasi nul par celle de schistes. Aussi, les débits d'étiage sont-ils importants sur un bassin granitique (1,6 à 4 l/s ramené au km² de bassin versant), mais insignifiants sur bassin schisteux, voire même gréseux (0 à 0,7 l/s et par km² de bassin).

De tels débits suffisent à alimenter tout ou partie des collectivités dont quelques unes figurent dans le tableau suivant. L'appel aux eaux de surface ne demeure que très partiel.

Collectivité	Désignation du captage	Consommation annuelle en 1966
PLEYBEN	Source de la Madeleine	68 000 m ³
HUELGOAT	Captages du Coat Meür et Saint-Guinec	58 000 m ³
BRENNILIS	Fontaine de la Vierge et de Ploénez	20 à 25 000 m ³
PLONEVEZ-DU-FAOU	Pen Hoat Postec, Rusboquet et Creachmeaiec	22 000 m ³
POULLAOUEN	Source de Douranic	20 000 m ³
LOQUEFFRET LANNEDERN		13 000 m ³
LE CLOÏTRE- PLEYBEN	Puits à Pajou Marie, Trévoen Garce-ar-Saux	10 000 m ³
BRASPARTS	Coat Compez	10 000 m ³
PLOUYE	Ven Vrach	4 000 m ³
BOTMEUR	Source de Feunten-ar-Garrec	3 000 m ³
KERGLOFF	Captage de Saint-Egonnec	1 650 m ³

— Une hydrogéologie intégrée concernera plutôt le milieu fissuré vrai mais on a vu que ce dernier était intimement lié au milieu arénisé : le premier est plutôt conducteur ; le second est plutôt capacitif.

Son exploitation se fait par forage ; on en connaît 134 répertoriés en région d'Huelgoat. Implantés le plus souvent "au hasard" et profonds de 20 à 100 m, ils offrent une productivité faible, comme le montre le tableau ci-après :

Débits m ³ /h	0	5	10	15	20	25
Profondeur m						
20					1	
40	29	16	4		2	3
60	23	15	2	2	2	80
80	16	7	4		1	1
100	5		1			

Cela laisse présager de cette manière, un potentiel "hasard" faible, bien loin des 150 m³/h, connus dans le Léon :

- le risque d'avoir moins de 25 m³/h lors de la réalisation d'un forage implanté au hasard est de 97 % ;
- le risque d'avoirs moins de 20 m³/h lors de la réalisation d'un forage implanté au hasard est de 92,5 % ;
- le risque d'avoirs moins de 15 m³/h lors de la réalisation d'un forage implanté au hasard est de 91 % ;
- le risque d'avoirs moins de 10 m³/h lors de la réalisation d'un forage implanté au hasard est de 82,8 % ;
- le risque d'avoirs moins de 5 m³/h lors de la réalisation d'un forage implanté au hasard est de 54,5 % ;
- le risque d'avoirs moins de 1 m³/h lors de la réalisation d'un forage implanté au hasard est de 9,3 % ;

● **Un bilan de qualité**

Provenant d'aquifères non calcaires, sauf cas exceptionnels, les eaux souterraines sont :

- acides : pH = 4,8, cas des grès ; exemple, "grès armoricain"
 = 5,5, cas des granites
 = 6,5, cas des schistes ;

— peu minéralisées. Leur résistivité à 20° est de l'ordre de :

- ρ = 12 000 à 20 000 Ω.cm, cas des grès
- ρ = 5 000 à 8 000 Ω.cm, cas des granites
- ρ = 4 000 à 5 000 Ω.cm, cas des schistes ;

TABLEAU I. - QUALITÉ PHYSICO-CHIMIQUE DES EAUX DES CAPTAGES

Communes	Captages	Conductivité	pH	Matières organiques	TH	TAC	Ammoniaque	Nitrites	Nitrates	Chlores	Sulfates	Fer
BERRIEN	Réunion	97,5	5,4	0,5	2,4	0,8	0	0	5	19	8,5	0,02
BOLAZEC	Stang Croshuel	199	6,2	0,5	6,7	2,7	0	0	34	26	8	0,02
BOTMEUR	Roch-an-Aden	56	5,1	0,4	1,3	0,5	0	0	2	16	2	0,02
BRASPARTS	Traon Huej	80	5,4	0,6	2,0	0,5	0	0	7	18	3	0,03
BRASPARTS	Ty-ar-Moal	65	5,3	0,5	1,4	0,4	0	0	4	18	3	0,06
LA FEUILLEE	Bourg	57	5,3	0,4	2,2	0,4	0	0	1	18	2	0,02
LA FEUILLEE	Kerbruc	56	5,2	0,4	1,9	0,5	0	0	1	17	1	0,03
HUELGOAT	Coat Mocun	157	5,3	0,6	3,6	0,7	0	0	19	24	6	0,01
HUELGOAT	Saint Vinec	129	5,3	0,7	2,8	0,8	0	0	12	20	7	0,01
LAZ	Poulouler	140	5,2	0,4	4,0	0,7	0	0	19	29	7	0,03
LOCMARIA-BERRIEN	Vieux Tronc	124	5,5	0,3	4,0	0,9	0	0	27	23	4	0,02
LOPEREC	Glugeau	112	5,1	1,8	2,8	0,8	0	0	8	22	3	0,05
PLOUYE	Bourg	212	6,0	0,6	7,7	3,5	0	0	18	32	15	0,02
PLOUYE	Pen-ar-Feunten	249	5,3	0,6	2,8	0,7	0	0	12	23	10	0,03
POULLAOUEN	La Mine	210	6,0	1,3	8,1	3,3	0	0	34	12	12	0,08
SAINT-RIVOAL	Kergombou	71	5,0	0,6	1,6	0,5	0	0	4	19	3	0,14
SIZUN	Créach Aliou	133	6,0	0,4	6,2	1,3	0	0	21	26	20	0,03

— très pauvres en carbonates et à titre alcalimétrique très faible :

TH < 1° , cas du grès

TH = 2 à 6°, cas des granites et schistes

Ces eaux sont donc "douces (contraire de "dures") et agressives.

Enfin, provenant d'aïres souvent assez superficielles, elles ne sont pas toujours très pures, c'est-à-dire exemptes de germes pathogènes, ou en l'occurrence, de leurs témoins "tests" dosés, qui sont des bactéries fécales exprimées en nombre par 100 cm³ et qui sont *Escherichia coli*, indice de contamination fécale récente, *Streptococcus sp.* et des *Clostridium* sulfitoréducteurs, par exemple *Clostridium per fringens*, témoins de contaminations fécales anciennes.

La richesse en azote exprime notamment sous forme de nitrate NO₃⁻ est faible à moyenne, mais n'atteint jamais les valeurs excessives affichées par les eaux des régions légumières du Nord Finistère.

L'ensemble des paramètres permettant d'évaluer la qualité générale de l'eau dans la région de Huelgoat sont consignés dans le tableau 1.

RESSOURCES MINÉRALES

Substances minérales concessibles

Les gîtes métallifères de la feuille Huelgoat sont variés mais d'importance inégale. En l'état actuel des recherches, il apparaît que les concentrations minérales les plus intéressantes sont hydrothermales, liées à une fracturation sub-méridienne d'âge varisque. Ce sont essentiellement des filons Pb-Zn-Ag exploités dans le passé aux célèbres mines de Huelgoat et de Poullaouen, ainsi que des gîtes de kaolin⁽¹⁾ d'origine hydrothermale sur la bordure du granite de Huelgoat, tel celui en exploitation près de Berrien.

Les autres minéralisations sont sédimentaires ou volcano-sédimentaires d'âge paléozoïque. Hormis le minerai de fer exploité très superficiellement au 18^e siècle, ces minéralisations ont été récemment découvertes et sont à l'état d'indices : gîtes détritiques de rutile-zircon dans les Grès armoricains, disséminations sulfurées Pb-Zn-Cu dans le Dévono-Dinantien, minéralisations alluvionnaires d'or et d'étain.

Minéralisation détritiques de rutile et zircon dans la formation des Grès armoricains

A la suite d'une prospection radiométrique systématique commencée en 1963, le BRGM a découvert de nombreuses concentrations détritiques de zircon et rutile dans le synclinorium de Châteaulin, principalement à la base du Grès armoricain supérieur (travaux de B. Mulot). Dans la feuille Huelgoat, ces niveaux minéralisés ont été observés dans trois secteurs.

(1) décrits avec les "matériaux de carrière" pour s'en tenir à la définition du droit minier français

● Secteur de Berrien

Une formation nord-sud d'environ 1 000 m d'extension (niveau o2X-1 sur la carte) existe entre An Avalennou et la butte du Menez-Molvée (1 250 m Nord-Est de Berrien). Deux niveaux très irréguliers parallèles, de texture quartzitique, puissant de 3 à 5 m et distants de 30 m, ont été mis à jour sur cette formation, en bordure de la route de Scrignac, dans une série grésopssammitique à dominante schisteuse (gîte n° 3.4004)⁽¹⁾. Le niveau occidental, le plus continu, a été exploré en 1964 par une petite recherche souterraine, à l'Est du Menez-Molvée. A la profondeur de 13 m, le banc est puissant de 9 m et penté 35 gr E. Des niveaux métriques plus riches en minéraux lourds se remarquent par leur coloration rougeâtre. Ceux-ci, de structure litée, comportent zircon (2 %), rutile (7 %), anatase ferrique néoformé, dans une matrice quartzitique faiblement micacée (séricite). L'analyse de la roche donne 78,8 % SiO₂, 7 % Al₂O₃ et 1,45 % K₂O. On observe dans le minerai des ripple marks, des ravinements et des chenaux.

● Secteur de Botmeur

Au lieu-dit la Croix Cassée, à 1 500 m à l'Ouest de Botmeur, existe une anomalie radioactive E.NE de 400 m de long sur laquelle des grattages ont fourni quelques échantillons riches en rutile et zircon (n° 1.4001).

● Secteur de Roc'h Trédudon

Une zone minéralisée est visible dans le fossé de la partie rectifiée de la route départementale 764, au niveau de l'ancien virage à angle droit situé à 2 km au Nord de La Feuillée. Cet indice comporte plusieurs bancs de 1 à 2 m avec zircon, rutile, anatase, leucoxène et un peu de monazite (P. Faure, 1978).

Minerai de fer stratiforme dans le paléozoïque

Les anciennes exploitations superficielles de minerai de fer se répartissent à l'Est et au Sud du massif du Huelgoat, le long de certains niveaux ferrugineux du Paléozoïque, notamment :

— sur les jaspes à hématite et magnétite de la formation de Kerroc'h : Coat Ar Roc'h au Sud de Lannédern (n° 5.4001), le Guerriau en Plouyé (n° 3.4002) ;

— sur diverses volcanites, soit dans le Dévonien moyen au Nord-Est de Huelgoat (Bois du Mélas et de la Garenne), soit dans le Viséen-Namurien du secteur de Plouyé (Saint-Maudez, Bourgneuf) (n° 0.4001).

Minéralisations sulfurées hydrothermales - sédimentaires

La seule minéralisation sulfurée observable à l'affleurement est située près de la ferme de Ruguel (n° 7.4001), à 2 km au Nord de Collorec. Il s'agit d'un jaspe à sulfures d'âge viséen (formation de Kerroc'h), renfermant dans une matrice quartzreuse, faiblement carbonatée et chloriteuse, les sulfures suivants : pyrite, pyrrhotite, mispickel, chalcopyrite.

(1) numéro d'archivage au Service Géologique National

D'autres indices sulfurés Pb-Zn-Cu-Ag ont été découverts récemment par sondages dans le cadre de la prospection de la province cuprifère Centre-Armoricaine (travaux BRGM). Ils sont de faible importance et concernent les formations suivantes :

- l'Ordovicien-Silurien au Nord de Lannédern ;
- les Grès de Landévenec sur la bordure orientale du granite de Huelgoat (secteur de Liorzou) ;
- le domaine de Saint-Ambroise-Fréau (secteur de Coat Quéau).

Minéralisations alluvionnaires d'or et de cassitérite

La présence de cassitérite, parfois associée à l'or et plus rarement à la wolframite, dans les alluvions du granite du Cloître et de Huelgoat, laisse présager l'existence de petits gîtes de départ acide, peut-être en liaison avec les filons de leucogranite qui traversent le massif.

Le domaine de l'or alluvionnaire semble surtout localisé dans le quart sud-ouest de la feuille, dans les régions du Cloître-Pleyben et Brasparts. On ignore l'origine exacte de la minéralisation.

Filons hydrothermaux Pb-Zn-Ag

Plusieurs structures filoniennes N.NW s'observent à l'Est de Huelgoat, à l'intérieur d'une étroite bande de terrain carbonifère, large de 2 km. Deux faisceaux principaux distants de 5 km, ont fait l'objet de travaux miniers importants : celui de Huelgoat et celui de Poullaouen.

• Filon principal de Huelgoat et les filons satellites

La structure minéralisée principale, dite de Poullaba (n° 3.4001), est subméridienne, pentée de 70 à 80°E. Elle coupe du Sud au Nord : le Viséen supérieur (wackes et shales), la formation volcano-sédimentaire du Viséen inférieur avec ses conglomérats, le Dévonien silto-gréseux. La caisse filonienne, large de 3 à 4 m, représente une zone broyée à remplissage quartzeux dans laquelle les sulfures forment des rubans parallèles aux épontes, avec une puissance utile atteignant fréquemment 1,50 m. Une colonne riche en galène argentifère, plongeant à 30°S, a été exploitée sur 400 m de long et 300 m de hauteur. Le minerai se compose de : galène, blende, pyrite, chalcopryrite, marcasite, cuivre gris.

Entre la surface et la profondeur de 150 m, on a exploité une zone oxydée et cimentée, dite des terres rouges, très riche en argent natif, chlorures et bromures d'Ag, en minéraux carbonatés et phosphatés et en limonite parfois stalactiforme. Le chapeau de fer en surface aurait également contenu de l'or.

La production de la mine de Huelgoat entre 1749 et 1864 peut être estimée à environ 20 000 t Pb et 60 t Ag.

La structure principale se termine au Sud contre le filon de Camblanc dirigé N.NE et très peu minéralisé. A l'Ouest, sont connus 2 autres filons parallèles au filon principal, le filon Parallèle partiellement exploré en galerie et le filon de la Haye exploité dans la zone d'oxydation à une époque très ancienne et reconnu par quelques travaux souterrains jusqu'à 105 m. Le dénoyage des travaux de la

Haye en 1963 a permis de faire les observations suivantes : la caisse filonienne dirigée N 345-350°, pentée 70°E, est puissante de 1 à 8 m traversant des tufs verdâtres de la formation de Kerroc'h ; le remplissage est bréchiq,ue, argilo-quartzeux, avec des lentilles de quartz calcédonieux parallèles aux épontes et formant aussi des branches dans les tufs, au toit et au mur ; le minerai sulfuré, lié à ces lentilles quartzieuses de 20 à 50 m d'extension, est oxydé et lessivé jusqu'à 60 m de profondeur ; il comporte surtout de la blende lamellaire ou mame-lonné, associée à la galène, la chalcopryrite et la pyrite sous la forme de structures rubanées en cocardes.

D'autres indices filoniens sont signalés à l'Est de Huelgoat. Le mieux connu est le filon des Pyrites, dirigé Nord-Ouest, exploré par une courte galerie sur le contact du granite en bordure de la Rivière d'Argent. D'autres recherches anciennes existent à Ty-Ar-Gall et Rouzoucon.

● *Le filon de Poullaouen et les filons satellites*

La structure filonienne principale de Poullaouen (n° 4.4001), orientée N 155° et pentée 50 à 55°E, est reconnue sur 1 400 m en direction. Elle traverse une épaisse série de wackes, shales et psammites du Viséen-Namurien. La caisse puissante de 1 à 10 m, en moyenne 2 m, est constituée par un remplissage argilo-quartzeux dans lequel la minéralisation se distribue en colonnes quartzieuses souvent ramifiées, inclinées 30°S. L'exploration et l'exploitation partielle de ces colonnes n'ont pas dépassé la profondeur de 150 à 220 m. La minéralisation comporte galène argentifère, blende surtout abondante en profondeur, pyrite et marcasite. La production estimée, pour la période 1741-1864, est de 33 000 t Pb et 100 t Ag. Une fonderie traitait sur place le minerai de Poullaouen et aussi de Huelgoat.

Il existe d'autres structures filoniennes parallèles au filon principal, soit partiellement exploitées comme le filon Pape, près de Kergreac'h, et le filon Saint-Charles à l'Ouest de la mine, soit simplement explorées par quelques galeries comme le filon de Saint-Quijeu (n° 4.4003) sur la rive gauche de l'Aulne, ceux de Restparcou (n° 4.4004) au Nord-Est de la mine, de Kerbizien au Sud de Poullaouen et enfin du Liorzou qui a fait l'objet d'une petite recherche du BRGM en 1960-1961 (n° 4.4002). Ce dernier indice de galène et pyromorphite correspond à un filonnet quartzieux nord-sud vertical, traversant des métagabbros dévoniens du domaine de Saint-Ambroise-Fréau.

D'autres structures filoniennes proches de la direction est-ouest ont été observées dans la mine de Poullaouen. Seul le filon de la Vieille Mine a été assez riche pour être exploité, notamment au 18^e siècle. Un projet de dénoyage de la mine de Poullaouen en 1962-63 comportant un traitement chimique des eaux d'exhaure n'a pu se réaliser. Il reste donc, en définitive, peu d'informations sur la géologie du gisement de Poullaouen.

Matériaux de carrière

Kaolin

Cinq gîtes de kaolin sont connus sur la feuille Huelgoat. Le plus important est celui du Réuniou (n° 3.4005) dans la commune de Berrien exploité par la Société des Kaolins du Finistère.

● **Berrien (Le Réuniou)**

Le gisement occupe une zone tectonisée N 10-20°W traversant le granite de Berrien, à grandes muscovites près de son contact avec l'Ordovicien. La kaolinisation affecte le granite sur une longueur de 800 m et une largeur de 400 m. Selon L. Chauris (1984) l'origine hydrothermale de la kaolinisation serait prouvée par :

- la superposition de la zone kaolinisée avec des indices de greisenisation, tourmalinisation, séricitisation et silification antérieurs à la kaolinisation ou contemporains ;
- la localisation du kaolin en profondeur sous un toit de schistes et quartzites ordoviciens également affectés par la kaolinisation (pente du toit 40 à 60°E) ;
- l'absence d'altération latéritique.

Le gisement, qui dépasse 40 m d'extension verticale, renferme plusieurs millions de tonnes de kaolin pour céramique et charge.

● **Autres gîtes**

D'autres gisements de kaolin, moins étendus que le précédent, ont été reconnus dans le massif granitique de Huelgoat : Cos Castel, Loqueffret-Le Rest (lentilles nord-ouest peu profondes (n° 2.4001), Trédudon-le-Moine sur le contact du granite. Un 4ème indice se trouve sur la bordure du granite de Commana, à Touloulan.

Tourbes

Les tourbes ont fait l'objet d'anciennes exploitations dans le marais de Saint-Michel, essentiellement pour des besoins locaux. Il s'agit de tourbes à sphaignes et bruyères, mousseuses, plus ou moins compactes, cendreuses ou pures suivant la profondeur. L'épaisseur de l'horizon tourbeux est de 1 m de puissance en moyenne. L'exploration pourrait se révéler intéressante en bordure sud du réservoir de Saint-Michel.

Granites

Du fait de son massif granitique, la région de Huelgoat constitue un bassin granitique traditionnel, comprenant environ une dizaine d'entreprises artisanales.

Le faciès actuellement le plus exploité correspond au type Huelgoat (Granite de Huelgoat s.s., porphyroïde à biotite et cordiérite), qui offre la possibilité de blocs de très grandes dimensions ne souffrant aucune difficulté de taille et prenant bien le poli. Il est utilisé pour le bâtiment et la décoration et exploité dans les carrières de Kervao, Kerbizien, Pontauban, aux alentours du bourg de Huelgoat. Sa densité est de 2,617 et sa résistance à l'écrasement comprise entre 1424 et 1691 kg/cm².

Le "Bleu de Brennilis" (Granite du Cloître à biotite) est presque essentiellement destiné au funéraire, du fait de sa teinte assez foncée.

Il faut également signaler la présence d'exploitation dans les filons de leucogranites du centre du massif.

Après l'abandon de l'utilisation des moellons bruts dans la construction, seules se sont maintenues les carrières pouvant produire de la pierre de taille destinée à la décoration (cheminée, encadrement d'ouvertures). La demande pour la construction de pavillons s'est exclusivement portée sur les granites clairs, de teinte beige-jaune, conduisant à l'abandon du granite sain gris-bleu classique. Ces exploitations se limitent donc à la partie superficielle oxydée des gisements de leucogranite, ce qui entraîne des difficultés liées à l'épaisseur réduite du granite "jaune", à la fracturation plus dense en surface et à la qualité de la pierre parfois poreuse.

Ardoises

Les quartzophyllades siluro-dévonienne des Monts d'Arrée sont exploitées comme ardoises rustiques (ardoise de Sizun) dans plusieurs petites carrières artisanales, le long de la crête entre Botmeur et Commana. Des ardoisières anciennes existent dans le bassin de Châteaulin, au Sud-Est de Kergloff, mais elles n'ont pas de commune mesure avec celles de Maël-Carhaix, situées sur la feuille Carhaix-Plouguer, à l'Est.

Autres substances utiles

Sablières. Dans le secteur de Brennilis — La Feuillée, on utilise l'arène provenant de l'altération du granite à cordiérite (carrières de Kerflaconniers, Kerelcun...).

Granulats. Deux carrières importantes ont été implantées : l'une au Nord de Saint-Herbot, dans les schistes et quartzites de Plougastel, la seconde à Coat-ar-Rest dans des aplites.

OCCUPATION HUMAINE DU SOL

Archéologie préhistorique et historique

Cette région a connu une intense activité à l'Age de Bronze, mais déjà, dès le Paléolithique, la présence de l'homme est attestée par la découverte récente d'un couteau à dos naturel en silex, près d'un affluent de la Penzé en Commana. Il se trouvait dans l'horizon B d'un sol polycyclique et pourrait se rapporter au Moustérien. Au Mésolithique, le flanc sud du Roc'h Trévèzel a été fréquenté au moins temporairement comme en témoignent les quelques silex récoltés non loin du point culminant. Par contre un abri sous roche, à Huelgoat, a dû connaître une plus longue occupation. L'un de ses intérêts réside en l'utilisation d'une roche locale, un quartzite calcédonieux originaire de la Forêt-Landerneau, pour la fabrication de microlithes géométriques et outils divers.

Les tourbières du Yeun Ellez ont fait l'objet d'une étude palynologique par W. Van Zeist et H.T. Waterbolk qui ont montré que la régression de l'orme et l'augmentation des céréales, datées par la méthode du radiocarbone de -3 700 à -4 300 BC corrigé, correspondent à une variation climatique, mais sont peut-être aussi l'effet d'une déforestation néolithique. Non loin de là, figurent la

célèbre sépulture mégalithique en "V" de Ty-Ar-Boudiguet, le dolmen de Plouenez (en Brennilis), le dolmen ruiné de Pontaouen en Berrien, la sépulture de Beg Aour en Plonévez-du-Faou. C'est vraisemblablement au Néolithique que furent érigés la plupart des menhirs dont les plus représentatifs sont ceux du Cloître en Huelgoat, de Kerampeulven en Berrien, de Kervic en Plouyé et de Kerelcun en La Feuillée. A cette liste, il ne faut pas manquer d'ajouter l'alignement dit "An eured vein", constitué par de petits menhirs en quartz et quartzite situé sur la commune de Brasparts entre le Menez Mikel et le Roc'h Kleger. Des découvertes sporadiques de haches polies en dolérite et en fibrolite viennent conforter l'occupation néolithique de ce site des Monts d'Arrée qui, à n'en pas douter, a joué un rôle particulier auprès des civilisations préhistoriques et protohistoriques.

Des sites d'habitat de l'Age du Bronze ont été révélés dans la région de Berrien par des prospections. Ils se manifestent par la présence d'enclos, de tessons de céramique et d'outillage lithique. Des dépôts de fondeurs, colporteurs de ces premiers métallurgistes de l'Armorique, ont été inventoriés à Loqueffret, Collorec, Plouyé, Poullaouen. Cependant les principaux témoins de l'occupation de cette contrée à l'Age du Bronze, sont les très nombreuses sépultures en coffres, sous tombelles et surtout sous tumulus. En effet dans l'espace couvert par la carte, pas moins de 170 tumulus ont été recensés. Il serait fastidieux de les citer ici et le lecteur pourra se reporter à l'excellent ouvrage de J. Briard "Les Tumulus d'Armorique", éd. Picard 1984. Notons toutefois que la plus forte concentration se situe sur les communes de Berrien, La Feuillée, Brennilis, Loqueffret, qu'ils sont, pour la plupart, connus depuis le siècle dernier et que P. du Châtelier en explora une centaine vers 1895. Beaucoup de ces fouilles ont livré un mobilier funéraire correspondant à ce qu'il est convenu d'appeler "La deuxième série" des tumulus armoricains. La fréquente pauvreté du mobilier, qui accompagne les défunts, laisse penser que les populations des Monts d'Arrée de cette époque étaient plus indigentes que celles de la frange côtière ; qu'elles étaient sans doute tournées vers l'agriculture, l'élevage, et peut-être, l'exploitation des gisements métallifères de Huelgoat — Poullaouen.

Il est aussi tentant d'associer l'existence des gîtes de plomb argentifère aux nombreux camps fortifiés et habitats du second Age du Fer de cette région, mais il ne faut pas omettre de dire que l'on se trouve en plein coeur de la vaste cité des Osismes et cette position géographique n'est sans doute pas étrangère à l'édification de fortifications dont la plus vaste (quelques 30 ha) et la mieux défendue, est celle appelée "Camp d'Artus" en forêt de Huelgoat. Une autre existe dans la forêt de Saint-Ambroise, le Camp d'Ar Justicou, situé près du bourg de Poullaouen ; quant à celui du Valy, il domine le confluent de l'Aulne et de la Rivière d'Argent. Avec ces quatre retranchements, nous avons délimité le gisement minier. Les découvertes fortuites de monnaies gauloises ont été plus abondantes dans ce secteur que dans le reste du Finistère. Il en a été trouvé à Plonévez-du-Faou, à Poullaouen, au Camp d'Artus. Plusieurs sites d'habitat ne sont actuellement repérés que par la mise au jour de structures souterraines particulières aux Celtes armoricains à : Pontigou (Commana), Trédudon l'Hopital et Litziez (La Feuillée), Kerbraz (Plouyé), Kernevez (Berrien), dont la fouille a révélé, entre autres choses, un artisanat lié à l'exploitation du fer (scories, creusets).

Par ailleurs, datant de la période de la Tène, il faut aussi signaler l'existence de plusieurs stèles hautes, tronconiques pour la plupart, à Commana (Place du Champ de Foire), Berrien (Coaz Pulvigny, Keraden), Locmaria-Berrien (Bois de Bodvarec).

Certaines de ces stèles ont pu servir de bornes milliaires à l'époque gallo-romaine. Celles de Commana et Berrien se situent en effet sur le tracé de voies reliant les principales agglomérations de la Civitas des Osismes au chef-lieu qu'était Carhaix, alias Vorgium ou Vorganium. Cette feuille est traversée par les voies Carhaix-Morlaix, Carhaix-Landerneau-Kerilien, Carhaix-Crozon, pour ne citer que les principales. Le long de ces axes se sont établis quelques villae mais l'aridité des Monts d'Arrée a sans doute été un obstacle à une implantation dense des gallo-romains. Des substructions ont été reconnues à Bouquedic (Poullaouen), Keromen (Plouyé), à Pen Ar hars (Brennilis), à la Feuillée. Les temps troublés de la deuxième moitié du III^{ème} siècle sont responsables d'enfouissements monétaires dont le plus important découvert dans cette région est celui de Créac'h Madiac en Plonévez-du-Faou, qui contenait pas moins de 12 000 monnaies romaines du III^{ème} siècle.

On ne connaît pratiquement rien de l'occupation humaine des Monts d'Arrée pendant le Haut Moyen-Age. Il faut attendre les XI^{ème} ou XII^{ème} siècles pour voir s'édifier des mottes castrales comme celles de Kerrouet au Cloître-Pleyben, de Ster ar Parc à Collorec, de Saint-Nicolas à Loqueffret. Au XII^{ème} et XIII^{ème} siècles, des villages désertés comme ceux de Karhaes-Vihan en Brennilis ou du Goénidou en Berrien, ont été l'objet de fouilles, livrant des maison de type "mixte", abritant hommes et bétail sous un même toit.

Dès le Moyen-Age, La Feuillée est le siège d'une commanderie de templiers qui reviendra ensuite aux Hospitaliers de Saint-Jean-de-Jérusalem, mais ici nous entrons dans l'histoire.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand (1977). Masson éd., Paris :

- itinéraire 6 : Monts d'Arrée - Huelgoat, vallée de l'Elorn, de Lannion à Brest ;
- itinéraire 9 : le synclinorium de Châteaulin.

On pourra aussi consulter *l'Inventaire minéralogique de la France n° 3 : le Finistère (29)* par R. Pierrot, L. Chauris, C. Laforêt, BRGM, 1973.

BIBLIOGRAPHIE

AUTRÀN A., CASTAING C., DEBEGLIA N., GUILLEN A., WEBER C. (1986) - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. Note présentée lors de la séance spécialisée SGF "Structure profonde et évolution de la croûte hercynienne d'Europe" (Montpellier, 10-11/12/1984). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1986, n° 1.

BABIN C., coordinateur *et al.* (1982) - Notice de la feuille Le Faou. Carte géologique de la France à 1/50 000.

BARRIÈRE M., ROLET J., THONON P. (1983) - Le magmatisme, marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-armoricain. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 296, sér. II, p. 917-922.

BARROIS C. (1905) - Légende de la feuille Morlaix. Carte géologique de France à 1/80 000. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 34, p. 56-75.

BERHIER (1855) - Analyse du minerai d'argent du Huelgoat. *Ann. des Mines*, 3.3.

BEURRIER M., BLÈS J.-L., GROS Y., LOZES J., MAROT A. (1979) - Etude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin. Pétrographie, géochimie, fracturation. *Bull. BRGM*, (2), sect. 1, n° 4.

BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) - Fracturation et genèse des bassins stéphanien du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. CIII, p. 187-199.

BRUN J.P., PONS J. (1981) - Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Struc. Geol.*, vol. 3, n° 3, p. 219-229.

CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982) - Etude 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. BRGM*, sect. 1, n° 1-2, p. 47-61.

CASTAING C., RABU D. (1980) - Apports de la géologie à la recherche et l'exploitation de pierres de taille (roches ornementales et de construction). *Bull. de l'Ass. Intern. de Géologie de l'Ingénieur*, n° 22, 3-6.

CASTAING C., CHÈVREMONT P., MARTIN P. (1983) - Etudes pétrographique et structurale du massif de Huelgoat. Rapport BRGM 83 SGN 827 GEO. Confidentiel.

CASTAING C., RABU D. (1982) - Geological contributions in Building-stone Research and Extraction. Industrie minérale, les Techniques.

CASTAING C. (1984) - Evolution des différents contextes tectoniques et géodynamiques du socle du Bassin de Paris depuis le Protérozoïque. Nouvelles hypothèses sur la nature de l'Anomalie magnétique. *Documents du BRGM*, n° 81-2.

CASTAING C., HOTTIN A.M. (1985) - Apport de l'étude pétrostructurale des carottes de socle dans l'interprétation géodynamique de l'Anomalie magnétique du bassin de Paris.

CASTAING C., ROLET J., CHEVREMONT P., LE CALVEZ J.Y., THONON P. (1987) - La région de Huelgoat (Finistère central) dans le contexte géodynamique armoricain. *Géologie de la France*, n° 1, p. 23-26.

CHANTRAINE J., coordination *et al.* (1981) - Notice de la feuille Morlaix. Carte géologique de la France à 1/50 000.

CHANTRAINE J., coordination *et al.* (1984) - Notice de la feuille Belle-Isle-en-Terre. Carte géologique de la France à 1/50 000.

CHAURIS L., HALLEGOUET B., THONON P., VIDAL Ph. (1977) - Le champ filonien micro-granitique du Bas-Léon (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), IX, 1, p. 5-17.

CHAURIS L., GARREAU J. (1983) - 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., GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France, vol. 1, Massif armoricain. *Mém. BRGM n° 74*.

CHOUX J. (1960) - La cuvette de Landéan (Ille-et-Vilaine). Etude des sédiments et des formations résiduelles. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 2.

CONQUÈRE F. (1966) - Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du bassin de Châteaulin, région de Huelgoat. Les filons minéralisés. Thèse 3^e cycle Paris.

CONQUÈRE F. (1969) - Le massif granitique de Huelgoat (Nord-Finistère). Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle. Série C. tome XXI, fasc. 1, 42 p.

DARBOUX J.-R., GARREAU J. (1976) - Précisions sur la structure de l'Arrée et des piémonts dans leur terminaison occidentale (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sc. Paris, D*, 283, p. 1007-1010.

DARBOUX J.-R. (1981) - Caractérisation du régime de la déformation hercynienne dans les Monts d'Arrée (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sc.*, t. 292, p. 1497-1500.

DARBOUX J.-R. (1984) - Réflexions sur la cinématique de la structuration hercynienne dans la zone centre armoricaine occidentale. RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain" Le Mans.

DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 73 (for 1982), 1983, p. 135-149, 7 fig., 3 tabl.

DÉUNFF J., GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1984) - La coupe de Quenec'h Guen (Centre-Finistère). RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain" Le Mans.

DEUTSCH S., CHAURIS L. (1960) - Mesure de l'âge absolu du granite de Huelgoat (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 250 p. 1298-1300.

DOUBINGER J., PELHÂTE A. (1976) - Nouvelles observations sur l'âge des schistes de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 283, D, p. 467.

DUBREUIL M., VACHARD D. (1982) - La série de Saint-Georges-sur-Loire et les événements de la limite Silurien-Dévonien dans le domaine ligérien du Massif armoricain. 9e Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 213, Soc. géol. Fr. édit., Paris.

DUHAMEL (1778) - Observations sur la mine du Huelgoat. Mém. Acad. Sci. t. 9.

DURAND J., GUILLOCHEAU F., HAMOUMI N. (1984) - L'Ordovicien ouest-armoricain : cycle d'évolution complet d'un bassin de plate-forme intracratonique. RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain" Le Mans.

DUTHOU J.L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin. Thèse de doctorat es sciences. Annales scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand n° 63, 294 p.

FOUQUET Y. (1980) - Les districts antimonifères de Quimper et du Cap Sizun (Finistère), leur place dans la métallogénie de l'antimoine dans le Massif armoricain (France). Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand. 191 p.

GARREAU J. (1975) - Les reliefs en creux de la zone broyée sud-armoricaines de la baie des Trépassés à Saint-Ivy. *Norvis*, 86, p. 225-241.

GEORGET Y. (1983) - Le massif granitique de Huelgoat (Finistère Nord). Hétéromorphisme ou polygenèse ? Granites de type I ou de type S ? Rapport de DEA. Université de Rennes I, 28 p. plus annexes.

GEORGET Y., CAPDEVILLA (1984) - Nature et pétrogenèse du massif de Huelgoat (Bretagne centrale occidentale). 10e RAST, Bordeaux 1984, 255 p.

GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 14, p. 45-62.

GUILLOCHEAU F. (1984) - Le Dévonien ouest-armoricain : une succession de trois bassins sédimentaires contrôlés structuralement. RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain" Le Mans.

HERROUIN Y., CASTAING C., CHANTRAINE J. (1977) - Nouvelles données lithostratigraphiques en Bretagne centrale (Monts d'Arrée). 5e réunion ann. Sc. Terre, 272 p.

JOUBERT M. (1978) - Etude pétrographique, structurale et métallogénique de la Châtaignerie (Secteur de Veinazès, Cantal). Thèse Université de Clermont II, n° 561.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29 (1980), p. 183-210.

MARCOUX E. (1980) - Le district de Pontivy. Sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif armoricain. Thèse 3e cycle Clermont II.

MORZADÉC P. (1983) - Le Dévonien (Emsien-Famennien) de la Rade de Brest. Lithologie, cartographie, stratigraphie, paléogéographie. *Géologie de la France* n° 4.

NOBLET C. (1983) - Interprétation des cartes d'isopaques de la formation du Grès armoricain en Bretagne et en Normandie. *Géologie de la France* n° 4.

PELHÂTE (1970) - Caractéristiques sédimentologiques des "Schistes de Châteaulin" aux environs de Locmaria, Berrien et Poullaouen (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, II fasc. 1, p. 1-10.

PERNOLLET (1846) - Description des filons des mines de Poullaouen. *Ann. des Mines* 4, 10, p. 381-466.

PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Etude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. BRGM*, 1 n° 4, p. 349-356.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C. (1973) - Inventaire minéralogique de la France n° 3. Finistère. Edit. BRGM.

ROLET J., THONON P. (1978) - La semelle d'un charriage hercynien majeur effondrée par un réseau de fractures en régime coulissant dextre ; sa mise en évidence grâce aux marqueurs filoniens de la Rade de Brest (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 287, D., 6 fig., p. 1099-1102.

ROLET J., THONON P. (1979) - Mise en évidence de trois complexes volcano-détritiques d'âge dévonien inférieur à moyen, Strunien et Viséen inférieur sur la bordure nord du bassin de Châteaulin. *Bull. BRGM*, (2), 1/4, 8 fig., p. 303-315.

ROLET J. (1982) - présence d'olistolites de toutes tailles dans la formation de Kermerrien (Strunien), manifestation tardive de l'activité orogénique bretonne (bordure septentrionale du bassin de Châteaulin, région de Huelgoat, Finistère). 107e Congr. nat. Soc. sav., Brest, Sciences fasc. III, p. 59-69.

ROLET J. (1982) - La "phase bretonne" en Bretagne : état des connaissances. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 14, 2, p. 63-71.

ROLET J. (1984) - Grabens lozangiques (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. *Ann. Soc. géol. du Nord*, C, III, p. 209-220.

ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique. Cornwall. Séance spécialisée SGF : structure profonde et évolution de la croûte hercynienne d'Europe. Montpellier. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 1.

THONON P., ROLET J. (1982) - Magmatisme et tectonique en Domaine centre armoricain occidental (Finistère). L'expression des magmatismes synorogénique, tardi-orogénique et post-orogénique calédonovariques. 107e Congr. nat. Soc. sav., Brest, 1982, Sciences, fasc. III, p. 355-366.

VILLEY M., coordinateur *et al.* (1982) - Notice de la feuille Carhaix-Plouguer.

WYNS R., CHANTRAINE J. (1984) - Essai de modélisation de l'évolution géodynamique du Massif armoricain au Paléozoïque. RCP 705 "Géodynamique du Massif armoricain" Le Mans.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Morlaix* : 1ère édition (1905), par Ch. Barrois
2e édition (1962) par P. Pruvost, Ch. Delattre, E. Jérémme,
G. Waterlot

Cartes géologiques voisines à 1/50 000

Feuille 241 *Belle-Isle-en-Terre* (1984)
Feuille 277 *Carhaix-Plouguer* (1982)
Feuille 275 *Le Faou* (1982)
Feuille 240 *Morlaix* (1981)

Carte des gîtes minéraux à 1/500 000.

Feuille *Nantes*. Coordinateur J. Méloux (1979)

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM 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 au Service géologique régional Bretagne, 14 avenue Sergent Maginot, 35100 Rennes, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice, dont la coordination a été assurée par C. CASTAING, a été rédigée avec la participation des collaborateurs suivants :

- M. BEURRIER : pétrographie du granite de Huelgoat ;
- J.Y. CALVEZ, BRGM : géochronologie du granite de Huelgoat ;
- P. CHÈVREMENT, BRGM : géochimie du granite de Huelgoat ;
- L. CLOZIER : formations superficielles ;
- J.R. DARBOUX, Université de Brest : tracé des isogrades de métamorphisme d'après la cristallinité de l'illite ;
- J. GARREAU, Université de Brest : géomorphologie et néotectonique ;
- J. GUIGUES, BRGM : gîtes minéraux ;
- Y. HERROUIN, BRGM : description des terrains ;
- M. LE GOFFIC : préhistoire ;
- B. MONOT, département du Finistère : hydrogéologie ;
- A. PELHÂTE, Université du Mans : micropaléontologie ;
- J. ROLET, Université de Brest : description des terrains, évolution géologique ;
- P. THONON, Université de Brest : description des terrains, évolution géologique.

