



LE FAOU

La carte géologique à 1/50 000
LE FAOU est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-ouest : BREST (N° 57)
au nord-est : MORLAIX (N° 58)
au sud-est : CHATEAULIN (N° 73)

Plabennec	Landerneau	Morlaix
Brest	LE FAOU	Huelgoat
Douarnenez	Châteaulin	Gourin

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LE FAOU

05-17

*Ouest du Parc régional
d'Armorique*

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



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	2
APERÇU GÉOMORPHOLOGIQUE	3
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>BRIOVÉRIEN</i>	5
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	6
<i>FORMATIONS ÉRUPTIVES</i>	19
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	28
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	31
TECTONIQUE ET ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE	32
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	35
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	35
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	38
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	40
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	40
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	40
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	46
AUTEURS	46

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille le Faou correspond géographiquement à la terminaison orientale de la rade de Brest (le Faou se trouve à quelque 35 kilomètres du goulet situé sur la feuille Brest), à l'extrémité occidentale de la montagne d'Arrée et à la bordure nord-ouest du bassin de Châteaulin. La majeure partie de ce territoire est constituée de formations dévono-carbonifères. Les terrains antépidroliens n'apparaissent qu'aux limites nord-ouest et sud-ouest de la feuille d'une part, dans le horst de l'Arrée, à l'Est, d'autre part.

Les formations paléozoïques ont été affectées par une tectonique hercynienne complexe, polyphasée ; la première phase, souple, tangentielle, paraît antérieure aux dépôts dinantiens alors que l'ensemble du Paléozoïque a subi l'action des plissements puis des phases cassantes ultérieures. Le granite hercynien de Commana perce les formations paléozoïques au Nord-Est tandis qu'une multitude de corps filoniens injectent les terrains, particulièrement ceux du Dévonien.

Le couvert végétal, continu à l'exception de quelques barres rocheuses dans l'Arrée et de chicots isolés dans ses piémonts, est varié. Les herbages occupent une grande place dans les pays d'Hanvec—Sizun, de Daoulas—le Faou et de Pont-de-Buis, quoique la culture du maïs y ait sensiblement progressé. Des landes subsistent sur les crêtes de l'Arrée mais les opérations de reboisement (enrésinement) et l'extension de prairies artificielles à usage d'élevage de bovins de boucherie (Ménez Meur) ont contribué, ces dernières années, au recul des espaces voués aux ajoncs, bruyères et molinies. D'autres surfaces boisées s'étendent sur les hauteurs de Dirinon—Tréflévénez au Nord, d'Hôpital-Camfrout (bois du Gars) au centre, de Rosnoen-Quimerch au Sud ; enfin, la seule forêt finistérienne de quelque importance, celle du Cranou (603 ha), se trouve toute entière située sur la feuille le Faou. Le paysage s'est, par ailleurs, singulièrement modifié au cours des dernières années à la suite de la prolifération d'un habitat éclaté, largement constitué de résidences secondaires édifiées surtout en bordure des rias de la rade de Brest mais aussi à l'intérieur des terres.

En définitive, le lever géologique, dans un cadre morphostructural complexe, en un pays revêtu d'un épais manteau de produits d'altération et d'un couvert végétal continu, offre de particulières difficultés.

Les falaises et les estrans permettent, à basse mer, des observations géologiques d'une grande précision mais qui soulignent l'extrême complexité de détail de cette région.

Les récents travaux d'équipement (tranchée pour le transport du gaz naturel, implantation de lignes téléphoniques, aménagements du réseau routier) ont fourni une documentation non négligeable. Il convient de noter, en particulier, l'intérêt de la réalisation de la section Daoulas—la Douffine de la voie express Brest—Quimper car cette coupe a permis de modifier sensiblement certains contours géologiques de la 3^e édition (1972) de la feuille Brest à 1/80 000 (P. Morzadec, 1976) ; lorsque fut effectué le lever topographique de la feuille le Faou, il n'existait qu'un court tronçon, à l'Est du Faou, de cet axe routier dont le parcours est indiqué ici sur la figure 1 (RN 170 des nouvelles cartes routières).

Dans tous les cas néanmoins, les observations demeurent linéaires ou ponctuelles. La monotonie lithologique des formations (schistes, grès, grauwackes de décalcification) contribue, en outre, à rendre aléatoires certaines attributions lithostratigraphiques. C'est pourquoi, malgré l'utilisation des photographies aériennes et celle de quelques caractéristiques de la végétation et des cultures, le tracé des contours géologiques reste souvent conjectural. Cependant, au-delà de ces difficultés stratigraphiques, la complexité du motif cartographique reflète une longue histoire

encore imparfaitement éclaircie mais qui comporta plusieurs phases de déformations souples, une tectonique cassante intense, le rejeu récent de certains accidents et une importante action nivelante de l'érosion.

APERÇU GÉOMORPHOLOGIQUE

Le relief de la région est caractérisé par une topographie accidentée, à ruptures de pentes souvent vigoureuses (crêtes de l'Arrée; crête de Quimerch) et vallées parfois très encaissées (trouée de l'Aulne à Landévennec). Le pays envahi à l'Ouest par les eaux marines de la rade de Brest, dominé à l'Est par l'extrémité occidentale du massif des monts d'Arrée (330 m près de Roquinarc'h), présente des aspects de plateaux résiduels au Nord-Ouest autour de Dirinon et Tréflévénez, au Sud-Ouest dans la région de Rosnoën—Landévennec, à l'Ouest de Sizun, et, dans l'Arrée, du Ménez Meur au Sud de Saint-Rivoal. L'Arrée et son piémont septentrional granitique, régions élevées, s'opposent nettement aux zones déprimées, séparées par l'étroite et longue crête de Quimerch. Ces dernières forment au Sud-Est l'extrémité occidentale du Bassin de Châteaulin (Pays de Pont-de-Buis), au Nord-Ouest l'extrémité orientale des pays entourant la rade de Brest (Daoulas—le Faou). Influences structurales, systèmes d'érosion morphoclimatiques, action de la mer et effets de la néotectonique se sont conjugués dans l'élaboration du relief actuel.

Influences structurales

À l'échelle régionale on note un démarquage de la structure par la topographie. Les pays peu élevés de Sizun (180 m au maximum) et des abords de la rade de Brest sont installés sur un synclinorium de terrains dévoniens où dominent les schistes. Autour de Pont-de-Buis il y a un rapport étroit, comme dans tout le Bassin de Châteaulin, entre la dépression topographique et l'affleurement de la puissante série des schistes carbonifères. La longue échine de la crête Rosnoën—Quimerch et l'ensemble de la terminaison occidentale de l'Arrée occupent des positions anticlinales faisant affleurer un matériel formé en grande partie par des grès et des quartzites de l'Ordovicien inférieur et du Siluro-Dévonien.

Au niveau local, les influences structurales se manifestent dans le paysage. Influences lithologiques (résistance des roches à l'érosion) et tectoniques (plis, failles) se combinent entre elles. Autour de Dirinon, Saint-Éloy, Hanvec, Sizun, les *yeun*, cuvettes topographiques plus ou moins circulaires occupées par des tourbières, marais ou prés humides, coïncident avec de petites cuvettes synclinales dégagées par l'érosion dans les Grès de Landévennec, formant des réservoirs aquifères. La formation sous-jacente très résistante des Schistes et quartzites de Plougastel constitue à peu près partout les reliefs élevés. Autour de Dirinon, Irvillac et Saint-Urbain, ces schistes et quartzites arment des lignes parallèles de crêtes d'interfluves qui soulignent dans le paysage des axes anticlinaux ou des écaillés orientées N 70° E. Les collines granitiques à l'Est de Sizun, les hautes croupes gréseuses de l'Arrée appelées *ménez* donnent des formes massives et convexes.

Influences des systèmes d'érosion climatiques

La topographie montre l'existence de niveaux d'aplanissement étagés, parfois assez étendus, toujours disséqués et portant des *roc'h*, reliefs résiduels de tailles variées. Ces surfaces d'érosion sub-horizontales qui ont succédé à la pénélaine permo-triasique dès l'ère mésozoïque ont été élaborées sous des climats de types équatoriaux (érosion chimique dominante) ou sub-tropicaux (érosion mécanique du type *sheet flood* lors de périodes climatiques semi-arides). Les vestiges de la chaîne hercynienne (inselbergs ou *monadnocks*) ont disparu ou ont été réduits. Sur la feuille

le Faou, les hauts massifs de *roc'h* de l'Arrée et la retombée occidentale de la Tuchen Gador appartiennent à ce type de relief. Les *roc'h*, isolés ou groupés, formés principalement de matériel schisteux, doivent essentiellement à la schistosité leur aspect déchiqueté, en longues lames inclinées ou dressées. Quelles que soient leurs dimensions (métriques ou décamétriques) ce sont presque toujours des reliefs monoclinaux qui jalonnent des lignes d'accidents tectoniques : grandes failles directionnelles de la crête nord de l'Arrée, plis-failles ou chevauchements d'Irvillac à Sizun ou des plateaux occidentaux et méridionaux de l'Arrée.

Aucune formation superficielle corrélative sur la feuille ne permet de dater ces surfaces dont les plus anciennes seraient les plus élevées. L'essentiel des aplanissements semblent s'être produit au Tertiaire, à l'Éocène ainsi qu'on a pu le constater ailleurs en Bretagne. Les climats périglaciaires quaternaires ont fait éclater en surface les roches schisteuses ou très diaclasées. Un manteau de débris a recouvert les pentes. Il subsiste, épais de 50 cm à 1 m, sur les flancs des crêtes des monts d'Arrée où, dans une matrice argileuse, se trouvent emballées, avec des esquilles, des dalles de schistes atteignant souvent plusieurs décimètres. Lorsque la matrice argileuse est abondante on a affaire à de grandes coulées de solifluxion du type *head* entraînant fort loin de leur point de départ (parfois plus d'1 km) des blocs de dimensions métriques. L'accumulation sur les replats et dans les fonds de vallée peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et couvrir plusieurs hectares. C'est le cas des marais de Breuil au Nord-Est de la crête de Quimerch et, dans l'Arrée, celui des marais de la terminaison occidentale des plateaux du Ménez Meur, de ceux de l'Élorn et du flanc sud-ouest de la Tuchen Sant Mikel à l'Est du village de Bodenna.

Action de la mer

Les eaux marines ont recouvert plusieurs fois la région si l'on en juge par les dépôts qu'elles ont laissés ailleurs dans le Finistère entre 100 et 200 m (Telgruc, Sainte-Marie-du-Ménez Hom, Plouigneau, etc.), mais aucun gisement de sables et galets marins n'a été encore trouvé sur le territoire de la feuille le Faou. Depuis le Pliocène, la mer occupe la rade de Brest et sa présence provoque l'invasion par les marées de basses vallées fluviales transformées en rias autour de Daoulas, Hôpital-Camfrout, le Faou et Landévennec. Herbus, *schorres* et *slikkes* découvrant largement à basse mer sont les éléments principaux de leur morphologie. L'action érosive de la mer, malgré l'absence de grande houle par suite du caractère fermé de la rade de Brest, se marque dans les nombreuses falaises vives, le plus souvent de faible commandement (quelques mètres), qui bordent les presqu'îles et berges des rias. Les pointes rocheuses les plus saillantes, comme les sommets des collines des presqu'îles doivent leur existence et leurs formes parfois très escarpées à la résistance de filons de dolérite ou de petits amas de microgranite. Le long et haut escarpement, taillé à la base en falaise, qui forme le littoral au Nord-Ouest de Landévennec, est un talus d'origine continentale pour l'essentiel de son façonnement correspondant au recul d'escarpement de lignes de failles orientées N 105° E et N 70° E.

L'action des vagues en général, et localement celle des courants de marée, a entraîné l'édification de remarquables formes littorales d'accumulation marine, composées de levées en galets, graviers et sables, de formation récente (fin de la transgression flandro-dunkerquienne). Ce sont les tombolos de Tibidy et de la poudrière de Prioldy (ce dernier immergé en vives eaux). Le pédoncule, submergé à marée haute, qui relie dans l'Aulne l'île de Térénez à la côte est un faux tombolo ; il s'agit de roches en place. Des flèches libres existent à Kerzanton, Saint-Jean en Logonna, à l'entrée de l'anse de Kerouze ; les plus remarquables sont : celle du Sillon des Anglais au Nord-Ouest de Landévennec, avec 450 m de long et 20 m de large et celle du Pal, à Landévennec même, flèches recourbées en crochets terminaux,

longues de 400 m et édifiées par les courants de marée. Des pouliers barrant les estuaires se trouvent dans l'anse de Saint-Jean, à Troaon en Hôpital-Camfrout et en travers de la rivière du Faou (700 m de développement). Des dispositifs de pouliers en chicane sont situés à Aod ar Mengleuz (2 km au Sud-Ouest de Daoulas) et à Morlenn ar Bourc'h (1 km au Sud-Ouest de Logonna).

Néotectonique

L'analyse du réseau hydrographique, des escarpements, talus et de l'étagement des surfaces d'aplanissement, appuyée sur l'examen des images prises de satellite et des photos aériennes, révèle l'existence de mouvements tectoniques post-hercyniens sur l'ensemble de la région. Il s'agit du rejeu vertical d'accidents anciens de socle. L'âge de ces mouvements n'est pas connu dans la région, faute de dépôts corrélatifs permettant l'établissement d'une chronologie du Permo-Trias à nos jours. Ils sont vraisemblablement en rapport avec la formation de l'Atlantique, de la Manche et du golfe de Gascogne. Les anomalies dans le tracé du réseau hydrographique autour du Tréhou et de Sizun (direction N 160° E et coudes brusques des cours d'eau), la fraîcheur et la rectitude de l'escarpement nord de l'Arrée, le découpage en blocs (topographie en touches de piano) de la bordure méridionale de l'Arrée semblent indiquer dans la région un rejeu récent (probablement tertiaire et quaternaire) de subsidences et de surrections.

L'ampleur des rejeux est inconnue, mais les rejets apparents visibles varient entre 50 et 150 m (Arrée). Les mouvements paraissent avoir été saccadés avec nivellement des saillies pendant les périodes de calme. Les failles ont joué selon trois directions préférentielles : N 70 à 90° E, N 140 à 160° E et N 10 à 20° E. Le rejeu de failles de direction N 70 à N 90° E a provoqué l'isolement du bassin hydrographique de Châteaulin en surélevant l'Arrée et la crête de Quimerch avec basculement vers le Sud révélé par le drainage (ruisseau de Saint-Rivoal). Un système de grandes cassures parallèles, sub-méridiennes, jouant en relais, semble avoir eu pour effet d'abaisser vers l'Ouest les reliefs ; leurs mouvements verticaux se combinent avec ceux de failles tardihercyniennes orientées N 140 à N 160° E ou N 10 à 20° E. Le plus remarquable de ces accidents tectoniques est la faille qui, passant par Sizun, limite vers l'Ouest le cours de l'Élorn, puis dans l'Arrée la dépression de Saint-Rivoal—Glu-jau, et guide dans le Bassin de Châteaulin la vallée de la rivière de Saint-Rivoal. Une autre faille passant par Daoulas, Hôpital-Camfrout et la région du Faou semble limiter vers l'Est l'affaissement de la rade. Une autre empêche le ruisseau du Tréhou de s'écouler vers l'Ouest.

DESCRIPTION DES TERRAINS

BRIOVÉRIEN

b. **Schistes de l'Élorn : schistes zébrés.** Bien exposé sur la feuille voisine Brest sur les deux rives de l'Élorn, le Briovérien n'est représenté que dans l'extrême coin nord-ouest sur la feuille le Faou. Il y constitue de minuscules affleurements, sous le *head*, dans les petites falaises le long de la rivière. Il s'agit d'une succession de lits argileux et de lits gréseux qui ont valu à cet ensemble l'appellation « schistes zébrés » par Ch. Barrois. Les caractères structuraux en sont décrits sur la feuille Brest où ils peuvent être mieux analysés.

S. **Schistes du Stain (Briovérien ?).** Au Nord-Est de Sizun, en bordure septentrionale du granite de Commana, affleurent des schistes gréseux, verdâtres dont l'âge reste inconnu et qui sont provisoirement rapportés au Briovérien.

PALÉOZOÏQUE

Le Paléozoïque de la feuille le Faou, qui appartient à la partie occidentale du synclinorium médian armoricain, offre une succession presque complète de l'Ordovicien inférieur (Arenigien) au Carbonifère (Namurien A) [voir colonnes stratigraphiques].

Les terrains pridoliens, dévoniens et carbonifères présentent un particulier développement sur le territoire de la feuille. Sur le littoral, plusieurs coupes de référence et de nombreux gisements fossilifères permettent une étude précise du Dévonien; en campagne, au contraire, l'attribution stratigraphique de certains affleurements, ponctuels et altérés, demeure hypothétique.

Les terrains antépridoliens occupent de moindres surfaces. Au Sud-Ouest, s'observent les faciès classiques de la presqu'île de Crozon décrits sur la feuille voisine Douarnenez. Ailleurs, cette nomenclature lithostratigraphique ne peut être utilisée avec précision et il paraît préférable de conserver des désignations particulières. Cela concerne, d'une part, au Nord-Ouest de la feuille, une étroite bande de terrains ordoviciens et siluriens situés au Nord de la « faille de l'Élorn »; d'autre part, à l'Est de la feuille, la terminaison occidentale de la montagne d'Arrée.

Au total, il est malaisé d'estimer la puissance des sédiments paléozoïques. On évalue à 3 000 m l'épaisseur des terrains antécarbonifères sur la feuille Brest où la Formation du Grès armoricain (Arenigien) se trouve complètement exposée. Le Carbonifère, représenté par le Groupe de Châteaulin, paraît avoir une puissance de l'ordre de 500 à 1 000 mètres.

Enfin, l'ensemble des terrains paléozoïques se trouve affecté par un métamorphisme variable, anchi- à épizonal, plus important dans la partie orientale du territoire représenté sur la carte que dans la rade de Brest sans que l'on puisse suivre un gradient précis entre ces deux régions. De toute manière, le métamorphisme reste suffisamment faible pour que la lithologie puisse être décrite en termes classiques de la pétrographie sédimentaire.

Succession antépridolienne

Secteur situé au Sud de la faille de l'Élorn

Dans ce secteur de la feuille, les sédiments du Paléozoïque inférieur correspondent aux faciès du Sud-Est de la presqu'île de Crozon décrits sur la feuille voisine Douarnenez. Toutefois les niveaux rouges de la base (Formation du cap de la Chèvre) n'affleurent pas dans les limites de la feuille le Faou. Aucune formation ordovicienne ou silurienne ne montre de coupe complète et aucun affleurement n'expose le passage entre deux formations successives. La lithostratigraphie utilisée ci-dessous et les puissances attribuées à chaque formation ont été établies sur les feuilles Brest et Douarnenez.

o2. **Formation du Grès armoricain** (puissance représentée sur la feuille 200 m?, **Arenigien**). Les données cartographiques (voir feuille Châteaulin) montrent que seule la partie supérieure de cette formation est représentée ici. La subdivision classique du Grès en trois termes (voir les feuilles Brest et Douarnenez) n'a pu être mise en évidence ici. Cela peut résulter des mauvaises conditions d'affleurement ou d'éventuelles variations latérales de faciès. Toutefois au Sud de Bodogat, le contact entre les Schistes de Postolonnec et le Grès armoricain se fait par faille et il n'est pas exclu que ce contact anormal soit plus étendu. Les rares affleurements constituent quelques chicots rocheux à l'E.NE de Ménez An Drinden et à la cote 106. Il s'agit de quartzarénite moyenne à fine, mal classée, à texture généralement quartzitique, à grains de chert, rares muscovites, zircons, et à ciment siliceux ou phylliteux peu abondant.

Les structures sédimentaires (stratifications obliques ou entrecroisées) et les figures de bioturbation (terriers verticaux) sont peu développées. Les Bilobites communs dans les membres moyen et supérieur de la formation (cf. feuilles voisines) ne sont connus ici qu'à l'état de cailloux volants (secteur de Goarem an Abad).

o3-5a. **Formation des Schistes de Postolonnec** (450 m ?, Llanvirnien—Caradocien inférieur). Cette formation essentiellement schisteuse affleure généralement très mal ; néanmoins une coupe le long de la route D60, sous Bodogat, expose la partie supérieure du membre inférieur, la totalité du membre moyen ou Grès de Kerarvail et la base du membre supérieur.

Les schistes bleu-noir des membres inférieur et supérieur sont identiques à ceux des feuilles Brest et Douarnenez (arénolutes à quartz, séricite, chlorite).

Le Grès de Kerarvail (environ 15 m de puissance) en bancs de 20 à 70 cm correspond à divers types pétrographiques :

- quartzwackes à quartz anguleux de petite taille, grandes paillettes de muscovite, grains de zircon et de tourmaline à ciment phylliteux abondant avec parfois chlorite en éventail. Ce type de roche paraît caractéristique du membre de Kerarvail ;
- quartzarénites à texture quartzitique, ciment phylliteux, chlorite, zircon et tourmaline ;
- quelques niveaux psammitiques et rares passées schisteuses.

La plupart des bancs présentent une lamination interne parallèle ou entrecroisée soulignée par des enduits ferrugineux et des muscovites.

La faune récoltée dans l'ensemble de la formation est réduite : Trilobites : *Kloucekia* sp., *Neseuretus tristani* ; Ostracodes : *Ctenobolbina ribeiriana* ; Brachiopodes : *Heterorthina kerfornei*.

o5. **Formation des Grès de Kermeur** (400 à 450 m ?, Caradocien). Les affleurements les plus significatifs de cette formation sont situés dans de petites carrières le long de la D60 au Sud de Kergantic, le long de l'Aulne dans l'anse de Garvan et à l'Est de Neizic. Cette dernière localité expose l'un des deux horizons schisteux fossilifères des Grès de Kermeur (Schistes de Raguenez et Schistes de Kermeur) définis sur la feuille Douarnenez.

Ces deux niveaux ayant une faune identique, les fossiles récoltés sur la rive gauche de Ster Neizic (*Onnia seunesi*, *Crozonaspis dujardini*) ne permettent pas une attribution précise à l'un d'entre eux.

Du point de vue pétrographique les Grès de Kermeur, quartzwackes ou quartzarénites à chlorite et paillettes de muscovite, sont caractérisés par la présence de feldspaths potassiques et plagioclases (6-7 % dans certains bancs). Ils se présentent en petits bancs avec joints schisteux ou schisto-gréseux et quelques passées psammitiques. Le Grès de Kermeur est parcouru par de nombreux filons de dolérite. Cette association est caractéristique des faciès sud-est de la formation.

o5-6. **Formation des Tufs et Calcaires de Rosan** (150 à 200 m ?, Caradocien—Ashgillien). Ces dépôts volcano-sédimentaires appartiennent aux faciès sud-est de la terminaison du synclinorium médian armoricain et en constituent, avec les schistes rouges cambro-trémadociens, l'un des éléments les plus caractéristiques.

Les affleurements les plus intéressants, déjà décrits par Ch. Barrois (1890), se trouvent sur la côte du cap de Coat Carrec, à l'Est de Trégarvan et au Nord-Est du Cosquer.

Plusieurs faciès dont les relations restent imprécises peuvent être reconnus :

- des calcaires cristallins sparitiques parfois crinoïdiques ;
- des calcaires gréseux ;
- des quartzarénites jaune clair ou blanches à muscovite, généralement en petits bancs séparés par des joints schisteux et pouvant présenter des stratifications

- entrecroisées (ces faciès sont bien développés dans la coupe de Trégarvan et semblent constituer, sur la feuille le Faou, une originalité de la formation);
- des faciès mixtes volcano-sédimentaires tuffacés (cf. chapitre Paléovolcanisme) parfois fossilifères (Est de Coat Carrec);
 - des silicites massives grises ou noires à faciès de lydienne vraisemblablement liées au volcanisme (coupe de la route D60 entre Lescoat et Kerivin).

La faune comporte des Trilobites : *Prionocheilus costai*?, *Actinopeltis spjeld-naesi*, *Dysplanus (Zetillaenus)* sp.; des Brachiopodes : *Leptestiina aonensis*, *Strophomena* sp.; des Bryozoaires; des Crinoïdes : *Mespilocystites tregarvanicus*, *Ristacrinus cirrifer*, *Aonodiscus spinosus*, *Conspicocrinus celticus*; des Cystoïdes : *Caryocystites ? armoricana*, *Heliocrinites minuta*.

s1-3. **Groupe de Kerguillé** (250 à 300 m?, **Silurien**). Il n'est exposé que de façon partielle le long de l'Aulne où certains niveaux à nodules sont fossilifères. Les principaux faciès reconnus sont des schistes noirs ou ampéliteux à nodules calcareux le plus souvent décalcifiés, des schistes à très nombreux petits bancs de grès ou de quartzites centimétriques quelquefois décimétriques, des schistes à bancs de quartzites sombres micacés et pyriteux. Un seul gisement d'ampélites à *Monograptus* est connu à l'extrémité est de la rive sud de Stêr Ar Poul Men.

La faune des nodules a livré essentiellement des Mollusques du Ludlowien : *Mytilarca* sp., *Cardiola* sp.; des « Orthocères »; des Ostracodes : *Bolbozoe*, de rares *Monograptus*; Ch. Barrois a signalé à Trégarvan des *Ceratiocaris*.

Secteur situé au Nord de la faille de l'Élorn

L'étroite bande de Paléozoïque inférieur située au Nord de la faille de l'Élorn affleure mal sur le territoire de la feuille le Faou. Sur celle de Brest, à l'Ouest, J.-T. Renouf a réhabilité les premières conceptions de Ch. Barrois en assimilant les Quartzites de la Roche-Maurice au Grès armoricain (Arenigien) tandis qu'au Nord (feuille Landerneau) la découverte de Graptolites permettait à Chauris, Deunff et Philippot (1970) d'établir la présence du Silurien. À partir de ces éléments, Chauris et Hallegouët (1973) ont donné une interprétation stratigraphique de ces formations par analogie de la succession avec celle de l'Ordovicien—Silurien de la presqu'île de Crozon mais, en l'absence de faunes, les attributions chronostratigraphiques présentées ci-dessous restent hypothétiques.

o2. **Formation des Quartzites de la Roche-Maurice (Arenigien)**. Il s'agit de quartzites très purs, fins, pouvant admettre des niveaux plus grossiers à faciès graveleux. La puissance en paraît réduite à quelques dizaines de mètres. Les contacts faillés ne permettent pas d'observer les relations originelles de ces dépôts arénacés avec le socle plissé briovérien sur lequel ils furent transgressifs. Le motif cartographique en bandes parallèles de ces quartzites, séparées par des ensembles schisteux, a été interprété par Chauris et Hallegouët comme d'origine tectonique plutôt que comme des séquences sédimentaires répétitives.

o3-4?. **Formation des Schistes de Kerautret (Ordovicien moyen)**. Ces schistes de teinte bleu-noir, assez fissiles, sont souvent très plissés et riches en quartz d'exsudation. Leur puissance ne peut être évaluée précisément mais elle ne paraît pas excéder quelques dizaines de mètres. Pour des raisons de lithofaciès et de géométrie, un âge Ilanvirno-Ilandeilien leur est attribué.

o5?. **Formation des Grès et Schistes de Kerfaven (Caradocien)**. Cet ensemble détritique, à dominante arénitique, comporte cependant des épisodes d'argiles silteuses et présente parfois une certaine rythmicité. Les bancs gréseux offrent diverses colorations à l'affleurement, grise, jaunâtre ou sombre et des débits variés. Les niveaux schisteux sont noirs. L'ensemble, dont la puissance pourrait dépasser 100 m, est rapporté hypothétiquement au Caradocien.

sL. **Formation des Schistes et Grès du Lez (Silurien).** Affleurant toujours très mal dans les zones déprimées qui lui correspondent, cette formation constituée de schistes carburés, de schistes grisâtres et de quelques niveaux de grès sombres, a livré, plus à l'Est, près de Landerneau, des Monograptidés et un microplancton à Acritarches, Chitinozoaires et Spores du Silurien.

Secteur de Saint-Rivoal

Lors de ses premières explorations en montagne d'Arrée, Ch. Barrois (1885-1886) interpréta les Grès blancs de la montagne Saint-Michel comme identiques au Grès armoricain (Arenigien). Il revint sur cette attribution lors de la première édition de la feuille Morlaix à 1/80 000 en considérant d'âge gédinnien l'ensemble des formations qui constituent les hauteurs de l'Arrée. Cette dernière position, adoptée par Delattre et Pruvost (1951, 1962) pour la deuxième édition de la feuille Morlaix, resta contestée par d'autres auteurs (Guilcher, 1948, 1951; Ginsburg et Lucas, 1949; Deunff et al. 1951). Les travaux de G. Lucas et al. (1967) paraissent avoir confirmé, par l'étude pétrographique et l'analyse structurale, la présence d'une succession ordovicienne dans cette partie de la montagne d'Arrée. Bien que certaines attributions chronostratigraphiques demeurent hypothétiques, la conception de ces derniers auteurs est retenue ici.

Plus récemment, Chauris et Garreau (1973), à partir d'observations réalisées plus à l'Est (feuilles Huelgoat et Morlaix) sur les Quartzites du Ménez-Quillou et les terrains qui les encadrent, ont considéré qu'une étroite bande qui s'étire parallèlement au Nord de la crête gédinnienne des monts d'Arrée, à partir des environs de Saint-Cadou à l'Ouest, est aussi à rapporter à l'Ordovicien. Cette hypothèse est partiellement adoptée ici dans l'attente d'éventuels documents complémentaires.

o2. **Formation des Grès du Mont-Saint-Michel-de-Brasparts (Arenigien).** Cette formation est mieux exposée sur la feuille Huelgoat où elle forme les croupes de l'Arrée (Tuchen Gador, Tuchen Sant Mikel = Mont Saint-Michel-de-Brasparts) et paraît puissante de plusieurs centaines de mètres mais les trois membres distingués dans le Grès armoricain en presqu'île de Crozon et en Bretagne centrale (synclinaux du Sud de Rennes) n'y ont pas été reconnus.

La formation est constituée de grès-quartzites et de quartzites blancs en bancs métriques ou décimétriques séparés par des joints schisteux, jaunâtres à l'affleurement. Au microscope, les quartz présentent une extinction roulante et la matrice plus ou moins abondante (quartzarénites à *quartzwackes*) apparaît constituée de très petits quartz et quelques aiguilles de séricite. Ch. Barrois puis G. Lucas ont observé, au Mont Saint-Michel-de-Brasparts des Scolithes et des Bilobites, cela corrobore, dans le contexte régional, l'interprétation les assimilant au Grès armoricain. De plus, des concentrations en minéraux lourds (rutilite et zircon), identiques à celles classiquement citées dans le Grès armoricain, ont été reconnues à la Tuchen Gador et plus à l'Est (feuille Huelgoat).

o3-5a?. **Formation des Schistes de Roudouerc'h-Linguez (Llanvirnien?—Caradozien inférieur?).** De la vallée de la haute Élorne au Nord jusqu'aux environs du village de Bodenna au Sud, s'étend une bande subméridienne de schistes noirs, fins et fissiles, pyriteux, qui ont livré (Lucas et al., 1967) des fragments de Trilobites indéterminables près de Linguez. Constitués de séricite, chlorite et chloritoïde, ces schistes contiennent vers le Nord (environs de Roudouerc'h), aux approches du granite de Commana, de nombreux petits cristaux de chiastolite. Les arguments géométriques, lithologiques et paléontologiques concourent à étayer l'équivalence de cette formation avec celle des Schistes de Postolonnec (Schistes à Calymènes, Schistes d'Angers des anciens auteurs).

o5?. **Formation des Grès de Saint-Rivoal (Caradocien ?)**. Exposée dans d'anciennes petites carrières (Saint-Rivoal) ou affleurant dans les landes (près de Lann-ar-Marrou, de Bodingar...), cette formation semble relativement développée en superficie par suite de très faibles pendages et sans que son épaisseur puisse être évaluée avec quelque précision.

Il s'agit de grès-quartzites bien caractérisés par des délits schisteux et par des galets aplatis de schistes noirs; l'aspect macroscopique est souvent saccharoïde. Les joints schisteux sont peu développés. Les recristallisations de quartz automorphe y sont communes. Au microscope, cette arénite présente des quartz à extinction roulante et recristallisés dans une matrice phylliteuse (chlorite et séricite) aux paillettes orientées.

Par leur position qui paraît supérieure à celle des Schistes de Roudouderc'h, les Grès de Saint-Rivoal peuvent être hypothétiquement mis en corrélation avec les Grès de Kermeur (Caradocien) de la succession du Finistère occidental.

o5?-s3?. **Formation des Schistes de Parc-ar-Zont (Caradocien ?—Silurien ?)**. Des schistes noirs, affleurant très mal (Ouest de Glujau, lande de Parc-ar-Zont), paraissent cartographiquement situés au-dessus des Grès de Saint-Rivoal; ils pourraient correspondre aux schistes caradociens—ashgilliens de la presqu'île de Crozon et/ou aux faciès noirs classiques du Groupe de Kerguillé (Silurien). En l'absence de tout document paléontologique, cette attribution reste entièrement conjecturale et il pourrait s'agir déjà d'une séquence schisteuse appartenant à la Formation des Schistes et quartzites de Plougastel. Quoiqu'il en soit, cette désignation ne concerne pas les Schistes de Saint-Rivoal de Lucas et *al.* (1967), situés au Nord de cette localité, et qui paraissent devoir être rapportés à la Formation de Roudouderc'h.

Succession du Pridolien au Namurien

Les corrélations litho- et biofaciétales deviennent plus aisées sur l'ensemble de la feuille à partir de la Formation des Schistes et Quartzites de Plougastel; c'est cependant sur le littoral que les formations dévoniennes se trouvent le mieux caractérisées tandis que le Carbonifère, observé seulement en campagne, offre une lithostratigraphie beaucoup moins précise.

s4-d1a. **Formation des Schistes et Quartzites de Plougastel** (300 à 400 m, **Pridolien—Gédinnien inférieur**). Cet ensemble, relativement puissant, constitue l'ossature des zones de hauteurs: plateau de Dirinon—Tréflénévez, crête septentrionale de l'Arrée, crête de Quimerch—Rosnoën—Landévennec.

De façon générale, la formation 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'exsudations de quartz.

Les couches de passage du Groupe de Kerguillé à la Formation des Schistes et Quartzites de Plougastel, récemment décrites à Porz ar Vouden sur la feuille Douarnenez (Babin et *al.*, 1979), sont mal exposées sur la feuille le Faou. Elles sont visibles sur la rive gauche de l'Aulne à Pen Butun où a été récoltée, dans des niveaux gréseux, une médiocre faunule de Brachiopodes: *Clarkeia puilloni*, *Salopina* sp.; Bivalves: *Pleurodapis* sp.; Trilobites homalonotides?; Tétracoralliaires solitaires; entroques. Le même niveau s'observe sur la rive sud du Stêr ar C'Haro; c'est probablement dans ces couches aussi qu'est ouverte la petite carrière de la Forêt au Sud de Rosnoën. Dans tous ces affleurements, il s'agit, pour l'essentiel de *quartzwackes* et de *siltstones*.

Au-dessus de ces niveaux de base fossilifères, la Formation de Plougastel est à peu près azoïque (rares Orthocères et Gastropodes le long de l'Aulne à l'Est de Langoat en Rosnoën, par exemple); elle correspond à des quartzarénites et *siltstones*

dont l'ensemble peut être génétiquement interprété comme un flysch distal (A. Pelhâte, 1980).

On sait (feuille Brest à 1/50 000) que vers le sommet de la formation, des lentilles gréseuses et ferrugineuses peuvent déjà livrer une faune à *Platyorthis* cf. *monnieri* et à grandes columnales de Crinoïdes qui suggère la faune des Grès de Landévennec. Ces faciès supérieurs n'ont pas été observés en place sur la feuille le Faou mais leur observation plus à l'Ouest rend plus problématique encore le tracé de la limite entre les deux Formations de Plougastel et de Landévennec dans la partie orientale de la feuille où l'on ne dispose le plus souvent que d'affleurements très ponctuels ou de cailloux volants dans les labours.

d1a-b. **Formation des Grès de Landévennec** (90 m environ, **Gédinnien**). La localité-type pour cette formation (Barrois, 1877a, 1877b) est située sur le territoire de la feuille le Faou. Il s'agit probablement, bien que Barrois ne l'ait pas précisé, de l'affleurement en falaise à l'Ouest du môle de Port Maria à Landévennec. Le Grès de Landévennec y présente, en effet, les caractéristiques observées par cet auteur. Il s'agit d'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 (terriers) et les surfaces portent parfois des *ripple-marks*. Les joints schisteux sont réduits ou absents. Ces grès, souvent ferrugineux, livrent localement des fossiles qui sont, dans ces niveaux inférieurs, essentiellement des Bivalves : *Actinopteria brivatica*, *Leiopteria pseudolaewis*?, *Grammysia taunica*...; des Nautioloïdes orthocônes.

Par ailleurs, la partie basale de la formation (membre des Grès de Kerdéniel) est caractérisée par des bancs métriques de quartzarénites à texture de quartzite, sans joint schisteux; les premiers bancs contiennent des niveaux à nodules phosphatés; ceux-ci s'observent en différents affleurements sur la feuille le Faou : flanc septentrional de la crête de Rosnoën, carrière près du manoir de Clécunan en Irvillac, etc. Enfin, les niveaux plus élevés de la formation sont souvent riches en faunes de Brachiopodes : *Platyorthis monnieri*, *Proschizophoria mailleuxi*, *Howellella* cf. *mercuri*, *Dalejina* sp., que l'on peut récolter en de nombreux affleurements (côte sud de la presqu'île de Landévennec, Térénez...). Au total ces quartzarénites représentent des dépôts de mer très peu profonde.

Vers les parties moyenne et supérieure de la formation, des épisodes carbonatés qui annoncent les faciès de la Formation de l'Armorique peuvent s'intercaler dans la sédimentation arénacée. De tels calcaires sont visibles sur la rive gauche du méandre de Landévennec où affleure une dizaine de mètres de calcaires sparitiques avec quelques quartz non roulés et de calcaires gréseux bioclastiques. Dans cette même localité s'observent, sous forme d'une brèche, les faciès ferrugineux supérieurs caractéristiques de la formation.

L'altération des Grès de Landévennec, souvent friables et peu résistants, conduit à des sables jaunes ou roux. À l'Ouest de Kergo en Rosnoën où les grès sont particulièrement ferrugineux, leur altération donne, en bordure de route sous le bois du Roz, des talus jaunâtres à traînées rouges très caractéristiques.

En campagne, dans le piémont de l'Arrée et la terminaison occidentale de ce massif, le tracé de la limite entre les formations de Plougastel et de Landévennec est difficile à préciser; il correspond à un motif cartographique complexe car il semble que la Formation de Plougastel soit généralement représentée par ses termes supérieurs. On a attribué systématiquement à la Formation de Landévennec tous les blocs volants fossilifères, de grès pulvérulents ou de grès ferrugineux.

d1b-2b. **Formation des Schistes et Calcaires de l'Armorique** (120 m, **Gédinnien supérieur—Siegenien moyen**). Dans sa localité-type (pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas) sur la feuille voisine Brest, cette formation offre un dévelop-

pement relativement important des faciès carbonatés ; ce sont des calcaires gris-bleu à microfaciès variés mais qui sont, pour l'essentiel, des sédiments bioclastiques à liant micritique ou sparitique ; certains bancs sont dolomités. Les bancs carbonatés alternent avec des *siltstones* plus ou moins développés et l'ensemble est interprété comme très littoral (zone subtidale, voire intertidale) [cf. Plusquellec, éd. 1980].

Les niveaux calcaires affleurent très peu sur la feuille le Faou ; ils sont connus le long de l'Aulne près du pont de Térénez, à la carrière du Parc en Rosnoën et à Tyar-Goff en Logonna-Quimerch avec les caractères typiques. On y rapporte, de façon hypothétique par contre, les niveaux carbonatés de l'ancienne carrière du moulin de Beuzidou en Saint-Urbain. Il s'agit là, en effet, d'un calcaire marmoréen, dans lequel s'est superposée, à une probable lamination sédimentaire, une foliation d'origine tectonique qui a contribué à oblitérer les éventuels vestiges organiques.

En définitive, il semble que les niveaux calcaires caractéristiques avec notamment leurs faunes de Coelentérés soient, pour l'essentiel, localisés à la rade de Brest et qu'ils disparaissent vers l'Est pour des raisons originelles (variations latérales de faciès) ou tectoniques. Il est donc malaisé, en l'absence des faciès carbonatés, d'assigner une désignation précise à de nombreux ensembles de schistes bleu-noir banals, sans fossiles, que l'on observe ponctuellement dans la campagne ; ces schistes peuvent représenter soit des niveaux de la Formation de l'Armorique, soit des horizons des formations sus-jacentes du Faou ou de Reun ar C'Hrank ; tous ces schistes ont été regroupés sous une désignation compréhensive d1b-2f.

d2c-d. **Formation de la Grauwacke du Faou** (140 m, **Siegenien supérieur—Emsien inférieur**). Le passage de la Formation de l'Armorique à celle du Faou s'observe sur la feuille voisine Brest (pointe de l'Armorique) ; il n'est pas connu en affleurement sur le territoire de la feuille le Faou. La majeure partie de la formation est, par contre, bien exposée dans les falaises basses de Seillou en Rosnoën, sur la rive gauche de la rivière du Faou (Le Menn, 1970) ; d'autres affleurements en montrent des parties plus ou moins complètes : île d'Arun, Prioldy, les Salles à l'Est de Seillou ; Porz al Lestr, île de Térénez, Est de Landévennec, le long de l'Aulne ; anse de Kéroullé, Perros au Nord de la rivière du Faou.

En plusieurs de ces localités (Seillou, île d'Arun, Landévennec) s'observe la limite supérieure de la Formation du Faou (Le Menn et al., 1976).

L'ensemble de la formation correspond à des *siltstones*, *quartzwackes* et quelques quartzarénites. Les schistes sont sombres en profondeur mais de teinte variée à l'affleurement. De petits bancs de grès micacés présentent des stratifications entrecroisées tandis que les grès calcaireux fournissent à l'affleurement, par décalcification, les *grauwackes* de la littérature armoricaine.

La faune est souvent riche et variée, dominée par les Brachiopodes : *Euryspirifer paradoxus*, *E. pellico*, *E. cf. arduennensis*, *Acrospirifer cf. fallax*, *Fimbrispirifer cf. trigeri*, *Eodevonaria* sp., *Iridostrophia* sp., *Schizophoria* sp., *Meganteris* sp., *Strophodonta* sp., *Ucinulus subwilsoni*, *Plebejochonetes* sp., *Plicanoplia aulerciana*... Mais d'autres groupes sont présents ; ce sont des Coelentérés : *Pleurodictyum gr. problematicum* ; des Bryozoaires ; des Bivalves : rares Conocardiidés ; des fragments de Trilobites : *Homalonotinae*, *Asteropyginae* ; des columnales de Crinoïdes : *Seilloucrinus concentricus*, *S. simplex*, *Botryocrinus montisguyonensis*, *Diamenocrinus florens*, *D. primaevus*, *Aulnocrinus renaudae*, ... Dans la partie supérieure, la présence de *Leptaenopyxis bouei* détermine une subdivision biostratigraphique à laquelle correspondait la Grauwacke de Landévennec de Collin (1912), terme sans signification lithologique particulière et qu'il convient d'abandonner (Le Menn et al., 1976).

À Seillou, à l'île d'Arun et à Landévennec, la Formation du Faou se termine par une alternance de schistes à nodules phosphatés épars alternant avec quelques bancs de calcaire noir argileux, souvent décalcifié, particulièrement intéressants par

leur faune. Celle-ci comporte une moindre variété de Brachiopodes, des Tabulés nouveaux : *Cleistodictyum porosum*, *Pleurodictyum microspinosum*, *P. latum*; des Crinoïdes différents : *Asperocrinus minimus*, *Hexacrinites? tenuicrenulatus*; des Trilobites dont certains sont à affinités rhénanes : *Pilletina aulnensis*, *Pseudocrypheus ogivalis* tandis que d'autres sont ceux d'associations hercyniennes : *Platyscutellum cf. viator*, *Odontochile seillouensis*. Ces derniers, comme les Dacryoconarides associés : *Costulatostyliolina cf. roemeri armoricana*, *Nowakia zlichovensis?*, *Nowakia praecursor*, témoignent d'une brusque incursion de faune hercynienne à ce niveau qui se situe dans l'Emsien inférieur.

d2d-f. Formation des Schistes et Grauwackes de Reun ar C'Hrank (60 m, Emsien inférieur à supérieur). Définie près du Fret sur la côte septentrionale de la presqu'île de Crozon (feuille Brest à 1/50 000), la Formation de Reun ar C'Hrank est caractérisée par une large prédominance des *siltstones*. Aucun affleurement ne l'expose dans sa totalité sur la feuille le Faou. La partie inférieure, la plus fossilifère, s'observe néanmoins en plusieurs localités où elle surmonte sans discontinuité la Formation du Faou : Landévennec, Seillou, île d'Arun. Il s'agit de schistes grauwackeux dont la faune comporte des éléments de la partie terminale de la formation sous-jacente et des formes nouvelles. Ce sont des Coelentérés : *Cleistodictyum porosum*, *Pleurodictyum microspinosum*, *P. latum*, *Petridictyum petrii?*; des Brachiopodes : *Euryspirifer gr. arduennensis*; des Tentaculites : *Nowakia praecursor?*, *N. zlichovensis?*, *Costulatostyliolina roemeri armoricana*, *Tentaculites cf. straeleni...*; des Ostracodes; des Trilobites : *Phacops sp.*, *Otarion sp.*, *Kayserops obsoletus*; des Crinoïdes : *Asperocrinus minimus*, *Hexacrinites? tenuicrenulatus*, *Cyclocaudex eodevonicus*.

L'examen de la formation dans sa localité-type (feuille Brest) montre qu'au-dessus de ces niveaux fossilifères se développent des schistes sombres à faune localisée dans les bancs grauwackeux. Il a été indiqué plus haut, à propos des schistes de la Formation de l'Armorique, qu'il reste donc le plus souvent impossible, en campagne, de distinguer sur la seule lithologie, les schistes développés à différents niveaux du Siegenien et de l'Emsien, désignés globalement d1b-2f.

La limite supérieure de la formation est déterminée par l'apparition de bancs calcaires et de calcaires noduleux qui caractérisent la Formation des Calcaires de Beg an Arreun.

d2f-4b. Groupe de Troaon (500 m environ, Emsien supérieur—Givétien inférieur) : alternance de schistes, calcaires et grès. Comme sur la feuille Brest à 1/50 000, il a été nécessaire de regrouper plusieurs formations dont l'épaisseur et l'extrême morcellement tectonique ne permettent pas toujours la cartographie à cette échelle; leur ensemble constitue le Groupe de Troaon. Ces unités ont été récemment définies par P. Morzadec (1979). Leur répartition géographique s'étend sur toute la partie occidentale du synclinorium médian et pour certaines sur l'ensemble de ce synclinorium.

Le Groupe de Troaon correspond à une alternance de calcaires souvent argileux, de schistes, de schistes à nodules et de grès fins souvent micacés, presque toujours fossilifères. Dans la partie orientale de la feuille, certaines de ces formations présentent un plus grand développement des schistes et une diminution des carbonates. De belles coupes sont visibles soit en falaise sur les rives nord et sud de la rivière du Faou, entre Tibidy et Goasquellou (coupe-type), soit le long de la voie express N170 entre le Faou et Hôpital-Camfrout mais aucune ne permet d'observer la succession complète.

• **Formation de Beg an Arreun (20 m, Emsien supérieur).** Au-dessus de la Formation de Reun ar C'Hrank, le faciès change avec l'apparition des bancs et des nodules calcaires de la Formation de Beg an Arreun qui marque la base du Groupe de Troaon.

C'est une alternance de schistes, de nodules calcaires et de bancs calcaires décimétriques avec prédominance des schistes; les bancs carbonatés sont moins développés que sur la feuille Brest (coupe-type de Reun ar C'Hrank). La faune recueillie comporte des Coelentérés : *Combophyllum osismorum*, *Pleurodictyum crassum*, *Paracleistopora granulosa*; des Brachiopodes : *Plectodonta minor*, *Uncinulus* gr. *pila* et des Trilobites : *Phacops (Phacops) oehlerti*. Cette formation n'est bien visible que sur la grève de Prioldy.

● **Formation de Prioldy** (30 m, **Emsien supérieur**). Elle affleure au-dessus de la Formation de Beg an Arreun, sur cette même grève de Prioldy (localité-type) et dans l'anse de Kéroullé près de Gluziau; c'est un ensemble de schistes à nodules siliceux contenant des Brachiopodes : *Reticulariacea*; des Bivalves; des Céphalopodes : *Arthrophyllum vermiculare*, *Agoniatites* sp.; des Trilobites : *Phacops* sp.

● **Formation du Fret** (25 m, **Emsien supérieur**). Faisant suite aux schistes de la Formation de Prioldy, vient une alternance de schistes, de nodules et de bancs calcaires, parfois oolithiques (voie express près Poulhanol) regroupés dans la Formation du Fret. Elle affleure mal dans ce secteur : rive sud de la rivière du Faou près de Kersimon, voie express. Ces gisements peu fossilifères ont livré : des Réceptaculitidés; des Brachiopodes : *Plicanoplia carlsi*, *Eodevonaria* sp., *Alatiformia* sp.; des Céphalopodes orthocônes; des Trilobites : *Phacops* sp., *Otarion* sp.

● **Formation de Pen an Ero** (30 m, **Emsien supérieur**). Cette formation affleure peu : rive sud de la rivière du Faou au Nord de Kersimon, sur la voie express au Nord-Est de Poulhanol. Il s'agit de schistes avec quelques nodules siliceux, très peu fossilifères.

● **Formation de Verveur** (20 m, **Emsien supérieur**). Au-dessus de la Formation de Pen an Ero apparaissent les premiers bancs gréseux de ce groupe de Troaon. La Formation de Verveur est constituée d'une alternance de petits niveaux de schistes et de bancs de grès fins micacés de 10 à 20 cm d'épaisseur; elle est bien représentée dans la rivière du Faou (falaise au Sud de Verveur, localité-type, estran au Nord de Kersimon) et près de Kerdréolet. Les grès sont plus développés dans cette partie de la rade que dans la presqu'île de Crozon. Les bancs ont livré des Coelentérés : *Pachyprocteria armoricana*; des Brachiopodes : *Douvillinella filifer*, *Glossinulus mimicus*, *Paraspirifer* sp.; des Trilobites : *Comura defensor*, *Greenops struvei*, *Phacops* sp.; des Crinoïdes : *Acanthocrinus* sp.

● **Formation de Kerdréolet** (80 m, **Emsien supérieur**). Quelques gros bancs de calcaires bioturbés représentent la base de cette formation. Ils sont surmontés par des schistes à nodules calcaires puis par une épaisse masse de schistes assez homogènes. La faune dominante est pélagique : Réceptaculitidés; Tabulés : *Paracleistopora smythi*; Brachiopodes : *Plectodonta* sp.; Bivalves : *Panenka*; Céphalopodes : *Agoniatites*, *Arthrophyllum vermiculare*; Trilobites : *Tropidocoryphe erbeni*, *Otarion* sp., *Phacops* sp., *Greenops struvei*, *Leonaspis (Leonaspis) britannica*; Conodontes : *Icriodus* gr. *corniger*; Tentaculites : *Viriatellina*.

● **Formation de Bolast** (80 m, **Emsien supérieur**). Formée par une alternance de schistes, de grès fins et de calcaires argileux, oolithiques au sommet à Goasquellou, la Formation de Bolast affleure bien au Nord de Bolast (localité-type) sur la rive sud de la rivière du Faou, près du Faou sur la rive nord, à la pointe de Kerdréolet, sur la voie express près de Poulhanol. Elle est fossilifère avec Tabulés : *Procteria granulifera*, *Kerforneidictyum kerfornei*; Brachiopodes : *Isorthis tetragona*, *Schizophoria* sp., *Leptostrophia explanata*, *Eodevonaria* sp., *Euryspirifer* gr. *mosellanus*, *Paraspirifer* gr. *auriculatus*, *Alatiformia* cf. *alatiformis*; Trilobites : *Otarion* sp., *Phacops* sp., *Heliopyge tuberculata*, *Comura* sp., *Asteropyge perforata*, *Greenops struvei*.

● **Formation de Saint-Fiacre** (120 m, *Eifelien*). Cette formation, essentiellement schisteuse, présente cependant quelques bancs et nodules calcaires vers sa base. Bien représentée à Saint-Fiacre, localité-type (feuille Brest), elle se retrouve dans la coupe de Goasquellou, le long de la voie express et jusqu'à Brasparts (feuille Huelgoat) avec le même faciès. Les niveaux carbonatés ont livré des Coelentérés : *Calceola* sp., *Procteria granulifera*, *Kerforneidictyum kerfornei*; de rares Brachiopodes : *Chonetacea*, *Productella*; des Goniatites : *Agoniatites* cf. *kayseri*, *Subanarcestes macrocephalus*; des Trilobites : *Kayserops? cantarmoricus*; des Conodontes : *Polygnathus costatus costatus*; des Ostracodes : *Bollia* aff. *ungula*, *Bufina convexa*, *Polyzygia insculpta beckeri*.

● **Formation de Quelern** (20 m, *Eifelien*). Il s'agit d'une alternance de schistes calcareux, de nodules et de bancs calcaires bioclastiques (jusqu'à 50 cm d'épaisseur) parfois oolithiques (Lanvoy). La faune est assez riche en Coelentérés : *Kerforneidictyum kerfornei*, *Procteria granulifera*, *Metriaxon paucitabulatum*, *Hadrophyllidae*, *Auloporidae*. On y récolte aussi des Réceptaculitidés; des Brachiopodes : *Productella aculeata*, *Aulacella* cf. *eifelensis*, *Schizophoria* sp., *Atrypacea* et *Pentamerida* nombreux; des Goniatites : *Agoniatites* cf. *kayseri*; des Trilobites : *Phacops* sp., *Heliopyge renaudae*; des Crinoïdes : *Ancyrocrinus armoricanus*, *Haplocrinites* sp. Les calcaires renferment des Conodontes : *Polygnathus pseudofoliatius*, *Icriodus cymbiformis*.

● **Formation de Kersadiou** (15 m, *Eifelien*). Il s'agit de schistes noirs micacés à nodules noirs siliceux fossilifères. Cette formation représente un faciès constant dans toute la région : Goasquellou, Tibidy, Ouest de Lanvoy (localité-type) voie express et, plus à l'Est, en forêt du Cranou. Les nodules sont riches en Tabulés : *Procteria granulifera*; Brachiopodes : *Chonetes kerfornei*, *Bojodouvillina taeniolata*, *Parastrophonella anaglypha quadrata*; Bivalves de petite taille : *Nuculana rostellata*, *Praectenodonta attenuata*. Les Trilobites sont rares : *Phacops* sp., *Heliopyge renaudae*, ainsi que les Goniatites : *Agoniatites*.

● **G. Formation de Tibidy** (20 m, *Eifelien supérieur*). Cette formation, bien représentée dans l'île de Tibidy (localité-type), est constituée par une alternance de schistes et de bancs de grès fins micacés à stratifications obliques, chenaux, galets, bioturbation intense (pistes et terriers). Elle affleure en de nombreux points de la rive nord de la rivière du Faou, à Goasquellou, le long de la voie express en plusieurs points; elle se suit bien vers l'Est grâce à son faciès et à sa faune. C'est la seule formation du groupe individualisée en surcharge sur la carte. La faune est abondante mais peu diversifiée : Coelentérés : *Procteria granulifera*, *Hadrophyllidae*; Brachiopodes : *Chonetacea* (*Chonetes kerfornei*), *Spiriferacea*; Bivalves : *Pterinea* (*Cornelites*) *spinosa*; Trilobites : *Heliopyge renaudae*, *Phacops* sp.

● **Formation de Kerbelec** (15 à 20 m, *Givétien*). Ce sont des schistes et des bancs calcaires ayant jusqu'à 50 cm d'épaisseur, parfois oolithiques à la base, plus noduleux au sommet. Ils affleurent bien à l'Ouest de Lanvoy où ils sont décalciifiés (localité-type), près du Faou, près de Goasquellou, sur la voie express. Cette formation carbonatée est très fossilifère avec des Coelentérés : *Metriaxon paucitabulatum*, *Procteria granulifera*; Brachiopodes : *Aulacella*, *Schizophoria*, *Leptaena* cf. *rhomboidalis*, *Douvillina dutertrii*, *Spiriferacea*, *Cyrtina* sp.; Trilobites : *Trimerus* (*Dipleura*) *lanvoienensis*, *Phacops* sp.; Crinoïdes : *Haplocrinites*, *Ancyrocrinus armoricanus*; Conodontes : *Polygnathus timorensis*, *Icriodus latericrescens*.

● **Formation de Lanvoy** (70 m, *Givétien*). Les grès fins micacés de la Formation de Lanvoy présentent souvent à l'affleurement par altération un débit en boules. Les niveaux schisteux sont rares avec quelques nodules gréseux (pointe est de Lanvoy). La faune n'est pas très abondante; on y récolte des Brachiopodes : *Schellwienella*

sp., *Douvillina dutertrii*, *Longispina truyolsi*, *Cyrtina*, *Curtospirifer*? sp.; Bivalves : *Buchiola ferruginea*; Trilobites : *Greenops* sp., *Phacops* sp.; Blastoïdes : *Cordyloblastus* sp.; Crinoïdes : *Haplocrinites* sp. Ces grès affleurent à l'Est et à l'Ouest de Lanvoy (localité-type), à Goasquellou, sur la voie express en plusieurs points, dans la forêt du Cranou et au Squiriou au Sud de Saint-Rivoal.

d4c. Formation des Calcaires de Kergarvan (30 à 40 m, Givétien supérieur). Cette formation n'est pas très bien représentée sur la feuille le Faou. Elle affleure le long de la voie express près de Pontarglan, sur l'estran à l'Ouest de Goasquellou (base visible), à Porz Beac'h au Nord de Logonna-Daoulas et près de Porsisquin (sommet visible). Le passage de la Formation de Lanvoy à celle de Kergarvan est progressif (Goasquellou). Constituée de schistes avec nodules et bancs calcaires argileux, la Formation de Kergarvan est moins carbonatée que sur la feuille Brest. Elle est fossilifère : Réceptaculitidés; *Rugosa* solitaires; nombreux Bryozoaires; Brachiopodes : *Aulacella*, *Schizophoria*, *Atrypa*, *Rhynchonellida*, *Devonogypa globa*; Crinoïdes : *Haplocrinites* nombreux; Blastoïdes : *Cordyloblastus*; rares Trilobites : *Phacops* sp., *Greenops*; faunes de Conodontes caractérisées par *Polygnathus cristatus*.

À l'Est de la feuille (à Rugornou-Bihan en Brasparts) et sur la feuille voisine Huelgoat (près de Garzuel en Brasparts), des éléments de cette faune, Crinoïdes en particulier, permettent d'attribuer à la Formation de Kergarvan quelques affleurements ponctuels entièrement décalcifiés. De façon générale, néanmoins, il n'est pas possible, le plus souvent, dans la campagne, de cartographier précisément toutes ces formations de l'Emsien supérieur au Givétien et elles ont été confondues sous une désignation globale d2f-4c.

d5a-b. Formation des Schistes de Traonliors (70 m, Frasnien inférieur). Le passage de la Formation de Kergarvan à la Formation de Traonliors est visible en falaise près de Porsisquin en Logonna-Daoulas. Il se fait par l'intermédiaire de quelques bancs de grès fins. L'essentiel de cette formation consiste en schistes noirs, verdâtres à l'affleurement, renfermant vers la base des nodules calcaires et siliceux, quelques bancs calcaires remaniant parfois les nodules sous-jacents en galets (Cléguériou en Logonna-Daoulas) puis des niveaux rouges qui peuvent être remaniés ensuite en petits galets (Goasquellou). Il existe aussi vers la partie supérieure quelques petits bancs plus gréseux. La faune est très pauvre sauf dans les nodules ou les bancs calcaires : Brachiopodes : *Productella subaculeata*, « *Atrypa* », *Douvillina dutertrii*, *Apousiella* gr. *bouchardi*, *Cyrtospirifer* cf. *verneulli*; Bivalves très abondants : *Nuculites subrectangularis*, *Nuculana rostellata*; Goniatites : *Tornoceras* sp.; Dacryconarides; Trilobites : *Heliopyge*; Conodontes : *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba*, *Polygnathus asymmetricus ovalis*.

d5a-b (G). Formation des Grès de Goasquellou (25 à 30 m, Frasnien inférieur). Le passage à partir de la Formation de Traonliors se fait progressivement par le développement de bancs gréseux de plus en plus épais. Les figures sédimentaires sont nombreuses; en particulier se développent de nombreux *slumping*. Ces grès forment souvent une crête dans la topographie : pointe de Goasquellou (localité-type), bois du Gars, moulin Mer, Porsisquin, anse du Bourg. Ils sont peu fossilifères mais certains lits présentent des accumulations de *Apousiella* gr. *bouchardi*, « *Atrypa* », *Douvillina dutertrii*, *Heliopyge* et des Tentaculitidés.

d5a-b. Formation des Calcaires de Rostiviec (20 m, Frasnien inférieur—Frasnien supérieur?). Au-dessus des grès de la Formation de Goasquellou, apparaissent quelques mètres de schistes noirs, un niveau à nodules phosphatés et oolithique, des bancs calcaires puis des schistes noirs micacés (Kersanton, Cléguériou) regroupés dans la Formation de Rostiviec. Elle est mieux représentée sur la feuille Brest (Rostiviec, Traonliors). La macrofaune est rare : Brachiopodes; Goniatites; Trilo-

bites : *Heliopyge* ; Conodontes : *Ancyrodella lobata*, *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba*. Les schistes du sommet de la formation, dépourvus de Conodontes, pourraient correspondre déjà au Frasnien supérieur.

Les Formations de Traonliors, Goasquellou et Rostiviec ont été regroupées sous un même figuré avec localement une surcharge pour les Grès de Goasquellou.

À l'Est de la feuille (Sud du Nivot et environs de Créac'h Couléden), on a rapporté au Frasnien, de façon conjecturale, des ensembles de schistes gris-noir, fissiles, parfois à petites concrétions siliceuses, suggérant ceux de Traonliors. À Créac'h Couléden, ils ont livré des microassemblages à *Tasmanites* et *Acritarches* (*Baltisphaeridium*, *Maranhites brasiliensis*, ...) à affinités néodévoniennes. La proximité des affleurements de Calcaires de Kergarvan s'accorde également avec cette hypothèse.

d5b-6. Formation des Schistes kéra-bitumineux de Porsguen (50 m ?, Frasnien supérieur—Famennien inférieur). Aucune coupe ne donne une succession complète de cette formation. Elle est visible dans l'anse et à la pointe du Roz, à la pointe du Château, dans l'anse du moulin du Pont à Landrévézen, sur la grève de Kersanton. Il s'agit de schistes fins noirs, très riches en matière organique, plus micacés à la base et contenant des sphéroïdes calcaires souvent de grande taille (pointe du Roz). Ils passent vers le sommet à des faciès plus fins avec des nodules plus petits silico-argileux ou pyriteux (Kersanton). Les sphéroïdes de la base renferment des Bivalves : *Buchiola retrostriata*, *Posidonia venusta* ; des Tentaculites : *Homoctenus tenuicinctus* ; de nombreux Ostracodes ; des Goniatites : *Tornoceras*. Les nodules du sommet contiennent les mêmes Bivalves mais *Cheiloceras* apparaît. Dans ces affleurements les Conodontes n'ont pas été étudiés. L'abondante macroflore récoltée à Porsguen (feuille Brest) n'a pu être retrouvée dans ces gisements du Faou.

Sur la feuille Brest, les schistes bitumineux de Porsguen sont surmontés par des schistes beiges à *Trimercephalus caecus* correspondant à la Formation du Zorn ; cette dernière n'est pas connue sur la feuille le Faou où le Dévonien s'achève avec les Schistes de Porsguen qui n'ont jamais été observés en contact avec les formations du Carbonifère.

h2-3. Groupe de Châteaulin (500 à 1000 m, Strunien-Namurien A) : schistes, siltstones, grauwackes et conglomérats. Le groupe de Châteaulin a été noté h2-3, mais les travaux récents, postérieurs à l'établissement de la carte, ont montré que le bassin de Châteaulin semble s'être individualisé à partir du Strunien, postérieurement à la structuration de la phase bretonne, événement tectonique majeur dans cette région du Massif armoricain occidental. Les études structurales font apparaître un contraste marqué entre le Dévonien et le Carbonifère. Le Groupe de Châteaulin présente dans son ensemble une architecture simple paraissant résulter d'un seul épisode de plissement ; c'est seulement au voisinage immédiat des contacts avec le Dévonien que se manifestent des superpositions de déformations (Darboux et al., 1977) [voir Tectonique].

Le Groupe de Châteaulin correspond à deux formations (peut-être trois) de puissance très différente.

● **Formation de Kermerrien : Schistes tuffacés et conglomératiques.** Ces niveaux situés vers la base de la série, tout au moins vers les contacts avec le Dévonien, s'observent dans la région orientale, à l'Est de la commune de Lopérec (Parc Cosquer, la Marche, etc.). Il s'agit de tuffites ou de brèches épicalastiques affectées par une schistosité de flux. La roche se reconnaît à ses plagioclases (oligoclase-andésine, souvent subautomorphes, plurimillimétriques et isolés ou en cumulats centimétriques) et à ses fragments lithiques (grès, wackes, schistes ou verre dévitrifié). Les clastes sont plus ou moins réorientés ou fracturés par la schistosité

que matérialise l'orientation planaire des composants de la matrice : quartz, chlorite et séricite.

Un matériel semblable se retrouve dans le prolongement oriental de celui-ci sur la feuille voisine Huelgoat où la formation est définie et pour laquelle des arguments micropaléontologiques et lithostratigraphiques permettent de proposer un âge dévonien supérieur (Strunien ?) à tournaisien.

Intercalés dans ces formations, on peut observer, dans l'angle sud-est de la feuille, entre la Marche et Kerventurus, des reliefs armés de quartzites rapportés à la formation des Schistes et Quartzites de Plougastel (micropaléontologie et lithofaciès). Par analogie avec l'affleurement de la ferme de Kermerrien (secteur immédiatement voisin sur la feuille Huelgoat), on peut considérer qu'il s'agit là de lambeaux exotiques incorporés au groupe volcano-sédimentaire durant sa sédimentation.

Dans la terminaison occidentale, seuls des épanchements volcaniques (rhyolites) apparaissent superposés au Dévonien; ils correspondent sans doute à la Formation de Kertanguy reconnue dans le cadre de la feuille Huelgoat. Le contact entre le Dévonien et le Carbonifère est visible sur la route N 170 à 250 m au Nord du pont sur la rivière la Douffine, à 1,5 km à l'Ouest de Pont-de-Buis. Dans le talus ouest, le Dévonien moyen schisto-gréseux est surmonté par 0,50 m de rhyolite, puis par des schistes et wackes feldspathiques (Morzadec et al., 1975).

● **Formation de Pont-de-Buis.** Elle est essentiellement détritique. Il s'agit d'une série épaisse dont il n'est pas possible, en l'absence de niveaux repères et compte tenu des plissements, de fixer avec certitude l'épaisseur; celle-ci se situe probablement entre 500 et 1 000 mètres.

Les termes lithologiques les plus proches du contact avec le Dévonien sont des schistes noirs et des wackes feldspathiques (à albite et chlorite) ne présentant aucune rythmicité dans leur succession. En progressant vers le Sud, apparaissent des rythmes sédimentaires composés de wacke de granulométrie moyenne (bancs de 60 à 70 cm de puissance, riches en plantes flottées), de wacke fine à minces stratifications entrecroisées, de niveaux à lamines (*shales* noirs avec lits centimétriques de *siltstones* clairs) et de schistes noirs. La sédimentation est de type prodelta avec apports périodiques de turbidites.

Les recherches palynologiques ont surtout mis en évidence des associations caractéristiques du Viséen supérieur. Un seul échantillon correspondant aux schistes noirs qui surmontent les rhyolites de la terminaison occidentale du bassin a livré une association mal conservée et peu caractéristique : *Lycospora* sp., *Convolutispora* sp., ? *Vallatisporites* sp., *Leiostriletes politus*. *Lycospora* est un genre qui apparaît dans les couches de transition Tournaisien—Viséen (*Lycospora pusilla* Zone) mais qui se maintient dans les couches viséennes. En l'absence d'espèces caractéristiques associées à *Lycospora*, un doute subsiste sur la datation de cet échantillon : il peut avoir un âge tournaisien—viséen (Morzadec et al., 1975).

Tous les autres schistes noirs de l'ensemble du Groupe de Châteaulin ont livré des assemblages de la partie moyenne V_{3b} ou de la partie supérieure V_{3c} du Viséen supérieur. Les premiers sont caractérisés par la présence de *Cristatisporites bellus* et de *Raistrickia nigra* (assemblage de la *Raistrickia nigra-Triquitrites marginatus* zone); *Lycospora pusilla* et *Waltzisporea planiangulata* mentionnées dès la zone à *L. pusilla* y sont associées. Les seconds renferment, outre des formes déjà présentes dans l'assemblage précédent, *Crassispora maculosa*, *Stenozonatriletes coronatus*, *Tripartites vetustus*; ces formes appartiennent à la zone VF (*Tripartites vetustus-Rataspora fracta* zone).

● **Membre du Calcaire de Saint-Ségal (C).** Dans l'extrémité occidentale du bassin carbonifère, plusieurs lentilles calcaires ont été observées : Pontic-Glaz, Quinquis, Poudrière de Pont-de-Buis, Saint-Ségal.

Le passage latéral à des *shales* beiges est exposé dans la Poudrerie de Pont-de-Buis. Les calcaires de Saint-Ségal sont emballés dans des schistes noirs et des *wackes* feldspathiques. Ils paraissent correspondre à des blocs de sédimentation de plate-forme glissés dans la sédimentation détritique de type deltaïque.

Les calcaires du Quinquis et de la Poudrerie de Pont-de-Buis sont des calcaires essentiellement constitués par des structures algaires, parfois identifiables : *Schizophyceae*, section *Spongiosstromata*, *Chlorophyceae* (*Gardwoodia gregaria*). Mais le plus souvent, l'ensemble de la roche est micritisé. Quelques très rares Foraminifères (*Endothyra lituatubella*) et des fragments de Crinoïdes s'y intercalent. Des structures sédimentaires de type *bird-eyes* sont individualisées dans ce matériel.

La lentille de Saint-Ségal a été exploitée au siècle dernier. Le pourcentage de CO_3Ca est de 95 %. Trois microfaciès y ont été reconnus :

- calcaire à extraclastes anguleux, d'assez grande taille (plusieurs mm) de micrite, de pelmicrosparite ou de biosparite ;
- biopseudosparite à Crinoïdes, thalles algaires, Foraminifères avec intraclastes et pellets ;
- pelmicrite à extraclastes de biosparite.

Les macrofossiles des calcaires de Saint-Ségal signalés par Milon (1923) sont des formes dinantiennes comme *Productus semireticulatus*, *Athyris ingens*, *Spirifer ovalis*, ou des espèces caractéristiques du Viséen moyen et supérieur telles *Productus martini*, *Productus latissimus*, *Productus scabriculus*, *Spirifer striatus* et *Lithostrotion irregulare*.

Le microbios (Pelhâte, 1973) comprend des Foraminifères : *Archaediscus* cf. *stilus*, *Archaediscus chernousovensis*, *Endothyra* cf. *similis* var. *inops*, *Endothyra bowmani*, *Vissariotaxis* aff. *compressa*, de nombreux *Tetrataxidae* dont *Tetrataxis* gr. *gigas* cf. *Haplophragmina*. La présence de *V. compressa* indique un âge au moins de la partie moyenne du Viséen supérieur (V_{3b}). De nombreuses algues y sont associées : *Gardwoodia gregaria*, *Solenopora dionantina*, *Koninckopora inflata*.

En conclusion, la Formation de Pont-de-Buis telle qu'elle apparaît à l'affleurement appartient à la partie moyenne et supérieure du Viséen supérieur (V_{3b} et V_{3c}). Les analyses palynologiques n'ont pas mis en évidence, sur la feuille le Faou, la présence de Namurien A. Cependant celui-ci a été découvert près de Lothey (feuille Châteaulin). Il est vraisemblable qu'il doit exister sur le territoire concerné ici mais que la maille de l'échantillonnage des analyses palynologiques n'a pas encore permis de le localiser.

FORMATIONS ÉRUPTIVES

Massif granitique de Commana

Vue d'ensemble

Le secteur nord-est de la feuille le Faou montre l'extrémité occidentale du massif granitique hercynien de Commana (appelé aussi granite de Plounéour-Ménez) qui affleure largement plus à l'Est, sur le territoire de la feuille Morlaix. Ce granite ne représente, en fait, que la partie sud-ouest du vaste complexe granitoïdique (diorites à leucogranites) de Plouaret auquel il se rattache par l'étroit feuillet cataclastique de Lannéanou jalonné par des ultra-mylonites. À son tour, cet ensemble constitue un des éléments de la ceinture de granitoïdes calco-alcalins de Bretagne médiane (Chauris, 1967, 1977 ; Barrière, Darboux et Pelhâte, 1977), à laquelle appartiennent aussi les massifs séparés (tout au moins au niveau d'érosion actuel) de Huelgoat, Ploulech, Quintin, Moncontour et Dinan.

La profondeur d'enracinement du massif de Commana—Plouaret serait de l'ordre de 7 à 8 km (Vignerese, 1978). Sa mise en place paraît avoir été contrôlée

par le jeu plus ou moins concomitant de plusieurs accidents tectoniques (mouvements différentiels entraînant des décollements et des coulissages) : (1) un accident linéaire (linéament Molène—Moncontour ou zone broyée médio-armoricaine (Chauris, 1969, 1977), dont le dernier mouvement est un coulissage horizontal dextre d'une vingtaine de kilomètres (Chauris et Garreau, 1975); l'étirement du feuillet granitique mylonitisé de Lannéanou, entre les granites de Plouaret et de Commana, est manifestement lié à ce coulissage; (2) des zones de faiblesse N 60° E, parallèles aux directions structurales majeures du socle cadomien (axe du granite de Commana); (3) de grandes failles décrochantes et dénivellantes N 15-20° E (système de failles dit de la Penzé, Chauris et Garreau, inédit) et N 160-165° E.

Aucune mesure géochronologique n'a encore été effectuée sur le granite de Commana. Les âges obtenus sur le massif de Plouaret par F. Leutwein (1968) vont de 330 ± 20 à 310 ± 20 M.A.; sur le massif de Huelgoat, les mesures ont donné 315 ± 15 M.A. (Deutsch et Chauris, 1960); des nouvelles mesures inédites (B.R.G.M., Institut de géologie de Rennes) sur Huelgoat indiquent un âge plus ancien (335 ± 7 M.A.).

Le granite

γ_b^3 . **Massif principal : granite à biotite à grain moyen, localement porphyroïde.** Le granite de Commana (*sensu lato*) est essentiellement constitué par un granite porphyroïde à biotite; les mégacristaux de feldspaths potassiques atteignent souvent 6 à 7 cm de long. Cependant, dans sa partie occidentale, sur toute la feuille le Faou, le faciès porphyroïde, qui n'est observé ici qu'à l'Est de Kerspernen, a fait place à un faciès à grain moyen, à biotite et rare muscovite; localement vers la bordure (à l'Est de Kerouat, à Coathuel, etc.), affleure un faciès à grain plus fin à deux micas. Sur toute l'étendue de la feuille, l'étude du granite est rendue difficile par la profonde arénisation (carrières de Lestrémélar, de Kergréac'h, etc.). Les seuls échantillons frais proviennent de la carrière de la Motte et des sondages effectués en vue de la construction d'un barrage au Drennec (grands feldspaths potassiques, avec micro-

TABLEAU I

MASSIF GRANITIQUE DE COMMANA

	1	2	3
SiO ₂	71,88	72,71	73,97
Al ₂ O ₃	14,73	14,55	14,59
Fe ₂ O ₃	2,14	1,68	1,15
MnO	0,04	0,02	0,03
MgO	0,72	0,49	0,43
CaO	0,95	0,87	0,41
Na ₂ O	3,73	3,56	3,90
K ₂ O	4,08	4,11	4,14
TiO ₂	0,29	0,28	0,14
P F	0,98	1,29	1,20
Total	99,54	99,56	99,96

1 : (LC 77/5) — Carrière de la Motte : granite à grain moyen

2 : (LC 77/9) — N.NW Linguinou : granite à grain fin

3 : (LC 77/6) — Carrière de la Motte : granite à grain fin

Analyses chimiques effectuées au C.R.P.G. (Nancy)

perthites englobant des plagioclases; biotite avec inclusions à halos pléochroïques, assez abondante et parfois chloritisée; muscovite sporadique; plagioclases acides zonés; cordiérite plus ou moins phyllitisée; quartz plus ou moins engrenés, avec extinctions roulantes; parfois, un peu de tourmaline); localement présence d'étroites zones mylonitiques (carrière au Nord-Est de Stamoizac'h...). Le tableau I, n° 1, présente une analyse chimique d'un échantillon de la carrière de la Motte. Par rapport au faciès porphyroïde (feuille Morlaix), on note essentiellement une diminution de la teneur en CaO [0,95 au lieu de 1,70 (moyenne de 4 analyses)] et une diminution des teneurs en baryum (respectivement 338 et 479 g/t) et en strontium (84 et 207 g/t) (1 analyse de chaque faciès) (analyses CRPG, Nancy). Le contact entre les deux faciès (porphyroïde et à grain moyen) n'a jamais pu être observé. Tout incite à penser qu'il est progressif et que le faciès à grain moyen constitue l'enveloppe occidentale du massif granitique.

176³. **Ellipse interne : granite à biotite à grain fin.** Sur la feuille le Faou, la partie centrale de l'affleurement granitique à grain moyen est occupée par une petite ellipse (3 × 1,2 km) de granite à grain fin à biotite et rare muscovite, dont les contours nord, ouest et sud sont parallèles à la limite externe du massif principal. Aucun contact entre les deux granites n'est visible. Selon toute vraisemblance, le granite fin est intrusif dans le granite grossier. Les compositions chimiques sont assez comparables; on note toutefois ici une légère augmentation de l'acidité qui va de pair avec la diminution de la teneur en ferro-magnésiens; les teneurs en alcalins sont presque identiques (tableau I, n° 2).

Quelques autres affleurements de granites fins ont été notés : dans une des carrières de Kergréac'h; dans la carrière de la Motte, avec des pegmatites (tableau I, n° 3).

Minéralisations associées. Quelques transformations de type pneumatolytique ou hydrothermal ont été notées dans le massif de Commana : tourmalinisation du type filon-diaclase au Drennec; kaolinisation aux épontes d'un filon de quartz N 160° E à l'Est de Kerféos; des indices de kaolin auraient été découverts vers la bordure méridionale du massif. Quelques occurrences de wolframite alluvionnaire, mises en évidence par les prospections du B.R.G.M. (Guigues et Devismes, 1969), sont situées à la bordure externe du granite relativement enrichi en muscovite des environs de Kerouat et de Coathuel; la cassitérite alluvionnaire s'associe parfois à la wolframite dans le même secteur. Des indices isolés de wolframite alluvionnaire ont été également décelés à l'Ouest de la Motte et près de Lestréméar. Plusieurs occurrences d'or alluvionnaire ont été mises en évidence dans le prolongement W.SW du massif granitique.

Métamorphisme de contact

Le granite de Commana a développé un net métamorphisme de contact sur les formations encaissantes mais l'état des affleurements en rend l'étude délicate (sauf dans la carrière de la Motte, ouverte sur le contact même). Un certain nombre de remarques peut être formulé.

Contact avec des formations d'âge varié :

- au Nord, avec des terrains d'âge indéterminé, rapportés provisoirement au Briovérien. Un peu plus à l'Est (feuille Morlaix), le granite de Commana entre en contact avec le granite cadomien de Guimiliau, transformé en orthogneiss avant la mise en place du massif hercynien (Chauris, 1972);
- au Sud, avec du Paléozoïque rapporté, d'Ouest en Est, à l'Ordovicien inférieur, moyen et supérieur (contact oblique) (Chauris et Garreau, 1973);
- à l'Ouest, enfin, avec le Siluro-Dévonien (Schistes et Quartzites de Plougastel, Grès de Landévennec, schistes siegeniens—emsiens non différenciés);

Largeur de l'auréole :

- au Nord, la largeur réelle de l'auréole n'a pu encore être précisée ;
- au Sud, les formations gréseuses (ordoviciennes ?) sont peu sensibles au métamorphisme ; par contre, les schistes ardoisiers à Saint-Cadou présentent encore des indices de métamorphisme (andalousite) à plus de 1,5 km du contact (Lucas, Collomb et Beaudou, 1967) ;
- à l'Ouest enfin, et plus précisément vers l'W.SW, l'influence du granite se fait sentir au moins jusqu'aux environs de Run Roux, soit sur près de 3 km.

Nature du métamorphisme : à la carrière de la Motte affleurent de belles cornéennes avec, outre le quartz, biotite, muscovite, tourmaline, sillimanite et surtout andalousite.

Conclusion : terminaison occidentale du massif granitique

La terminaison occidentale du grand batholite Dinan—Commana, sur la feuille le Faou, coïncide approximativement avec le passage d'un accident majeur appartenant au système de faille N 20° E (dit de la Penzé). Cet accident marque également, plus au Nord (feuille Landerneau), la terminaison du socle cadomien de Guimiliau en contact brusque avec le Dévonien (Chauris et Garreau, 1975).

En fait, la disparition du massif granitique ne s'effectue pas brusquement. Le massif se prolonge encore sur quelques kilomètres en profondeur comme l'établissent :

- l'avancée de l'auréole de contact sur près de 3 km selon la direction W.SW ;
- l'alignement des indices d'or alluvionnaire, selon la même direction, à plusieurs kilomètres du granite ;
- le tracé des isanomales sur la carte gravimétrique ; les fortes anomalies positives (+ 25 aux environs de Daoulas) indiquent que le granite a définitivement disparu à quelques kilomètres à l'Ouest des affleurements occidentaux.

La faille de Lestrémélar (N 160° E) provoque aussi l'abaissement des structures vers l'Ouest (Ordovicien inférieur ? en contact avec le Siluro-Dévonien). Le rejet principal de cette faille dénivelante s'est probablement produit avant la mise en place du granite de Commana, car son passage dans le granite n'entraîne aucun changement de faciès et ne modifie guère la largeur du massif.

Formations filoniennes

Répartition cartographique. L'essaim filonien de la rade de Brest et ses approches est et sud sont représentés, sur la feuille le Faou, par une extrême abondance de corps hypovolcaniques d'extension métrique à décamétrique. Ceux-ci sont emballés, presque exclusivement, dans les métasédiments dévoniens intensément déformés (Babin *et al.*, 1975 ; Darboux *et al.*, 1977) et, plus particulièrement, dans les termes stratigraphiquement les plus élevés : Frasnien et Famennien ; la base du Dévonien en est pratiquement dépourvue. En effet (Rolet et Thonon, 1978), les filons, dans leur majorité, matérialisent une semelle de décollement régional, situé au toit du Dévonien moyen.

Néanmoins, la répartition d'ensemble des amas filoniens n'est pas homogène. La semelle, injectée de filons, se limite cartographiquement à des aires polygonales résultant de son découpage en zones losangiques postérieurement effondrées dans un régime de décrochement dextre.

Les zones de coulissages sont, elles aussi, le siège d'autres venues filoniennes injectant, dans le détail, des fentes ouvertes en échelon.

Enfin, un semis linéaire de corps filoniens jalonne un accident régional de direction N 65-70° E, s'étendant sur plus de 50 km et dont la portion moyenne Loperhet—Sizun, figure sur la feuille le Faou.

La description en détail de ces corps hypovolcaniques s'ordonnera sur l'énumération des types pétrographiques classiques reconnus : roches filoniennes acides (microgranites *sensu lato*), roches lamprophyriques et roches doléritiques.

$\mu\gamma$. **Microgranites (*sensu lato*)**. Les microgranites ou roches filoniennes acides de la rade de Brest et de ses approches sont mentionnées dans la littérature ancienne, sous des dénominations très variées : porphyre pétrosiliceux (Bonnemaison, 1820), porphyre argilitique (Puillon-Boblaye, 1827), granite (Frapolli, 1845). Une première description d'ensemble due à Ch. Barrois (1886) utilise les termes de microgranulite, aplite ou eurite, pour désigner les roches aphyriques, et ceux de microgranulite, porphyrite ou elvan, pour les roches porphyriques.

$\mu\gamma^{1K}$. **Microgranite kaolinisé de Parc-Autret**. Exploité il y a plus de 40 ans pour la briqueterie de Daoulas, à Parc-Autret (limite ouest de Tréflévénez), ce filon unique, totalement kaolinisé, n'est plus visible mais les déblais argileux blancs subsistent dans le bois voisin.

$\mu\gamma^2$. **Microgranite calco-alkalin**. Les filons de microgranite (*sensu stricto*) sont rares (Kerroc'h en Saint-Sauveur, le Nivot en Lopérec). La roche est très porphyrique, gris bleuté ; les phénocristaux de plusieurs millimètres sont le quartz goboïde, l'oligoclase xénomorphe, le microcline et la biotite toujours chloritisée. La pâte fine, homogénéisée, comporte les mêmes minéraux.

$\mu\gamma^{3-4}$. **Microgranodiorite albitisée**. Une microgranodiorite porphyrique gris bleuté à beige constitue de gros corps filoniens injectés dans des fentes en échelon au Nord-Ouest de Loperhet. Les phénocristaux, de quelques millimètres, sont des plagioclases automorphes (oligoclase-albite), souvent séricitisés, des feldspaths potassiques albitisés parfois entièrement, des biotites en général cataclastiques ou de forme effilochée. La mésostase montre deux générations de biotite, les unes chloritisées, les autres en gerbes décolorées, du quartz limpide et de petits granules de plagioclase sodique. Les minéraux accessoires sont le rutile abondant, l'apatite et le zircon.

$\mu\gamma^{1Na}$. **Microdiorite quartzique, aphanitique, leucocrate, albitisée**. Ce type d'eurite est le plus abondant du Sud de Loperhet à Sizun. C'est aussi le mieux typé, à grain très fin et de couleur très blanche. Il affleure sous forme d'une myriade de petits corps ou lames métriques, complètement déracinés, souvent fracturés, injectés de filonnets de quartz et boudinés, tronçonnés (en régime de décrochement dextre). Leurs épontes portent de nombreuses stries et cannelures d'éjection.

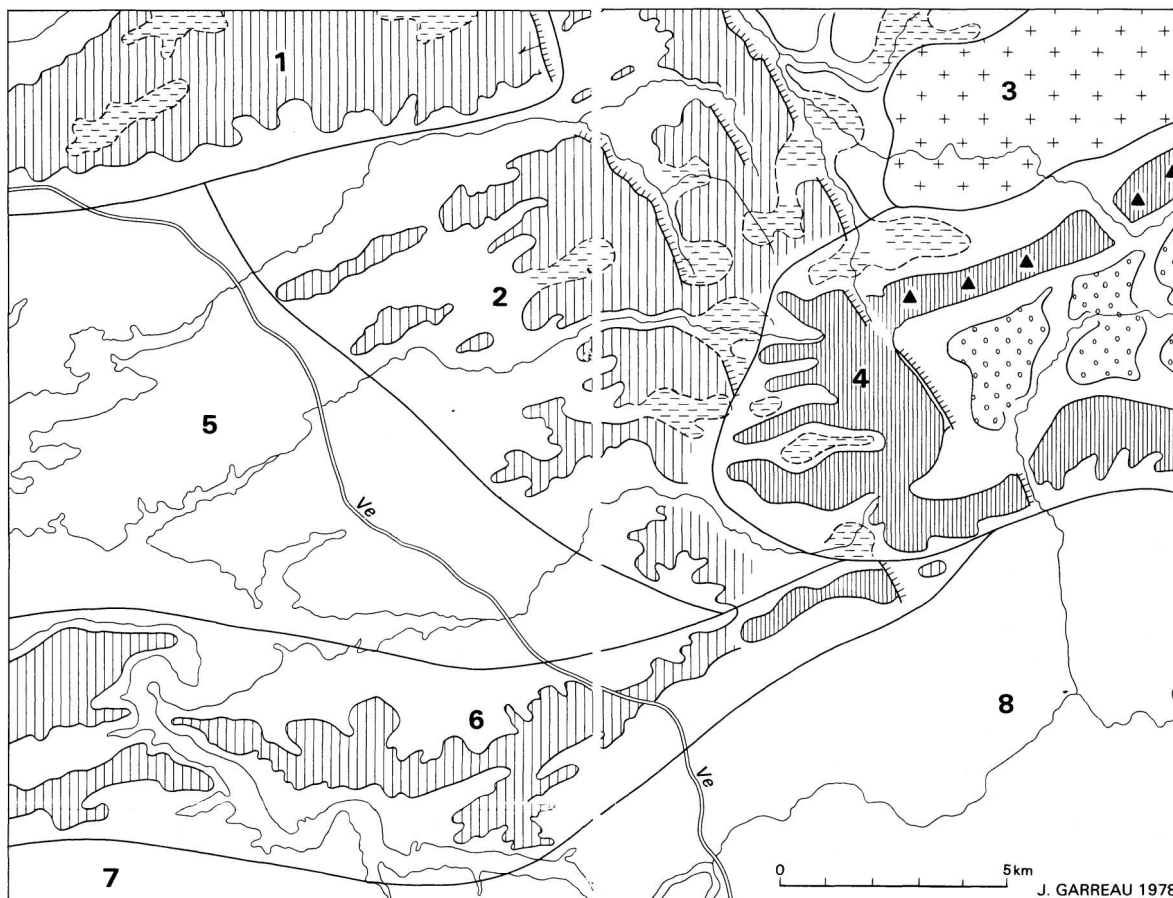
Les minéraux sont difficilement identifiables à l'œil nu, car même les phénocristaux sont très petits (1 mm) : quartz xénomorphe, plagioclase sodique, résultant souvent d'albitisation secondaire et entourant parfois du feldspath potassique, minuscules biotites décolorées. La mésostase varie d'un type microgrenu équivalent presque felsitique, à un type microlitique ; elle comprend albite, quartz interstitiel et trame de paillettes de mica blanc.









$\mu\eta^{1-2}$. **Microdiorite quartzique, porphyrique, leucocrate**. Différant du type précédent par leur structure, les microdiorites porphyriques sont intensément exploitées au Roz en Logonna-Daoulas. Leur teinte beige et les cernes concentriques d'oxyde de fer les font apprécier en pierre de taille (église Saint-Louis à Brest), ou pour les cheminées ou les parements.

La phase phénocristalline est composée de quartz subautomorphe généralement corrodé, de plagioclase automorphe (oligoclase calcique) et biotite décolorée. La mésostase est microgrenue, constituée de quartz, plagioclase (oligoclase acide) et de séricite.

v. **Lamprophyres**. Les lamprophyres abondent sur la feuille le Faou où ils constituent une centaine de petites lames hypovolcaniques souvent sub-horizontales et déraci-

Fig. 1 — Croquis géomorphologique du territoire couvert par la feuille le Faou à 1/50 000



-  Bas niveaux d'aplanissement.
-  Dépressions dans les Grès de Landévennec.
-  Hauts niveaux d'aplanissement.
-  Croupes dans les grès de l'Ordovicien.
-  Massifs de roc'h.
-  Collines granitiques.
-  Escarpement de lignes de failles subméridiennes.
-  Coupe du tracé de la voie express Brest-Quimper.

PRINCIPAUX DOMAINES GÉOMORPHOLOGIQUES

- 1 - Plateau de Dirinon-Tréflévenez.
- 2 - Piémont nord-occidental de l'Arrée.
- 3 - Extrémité occidentale du massif granitique de Commana.
- 4 - Extrémité occidentale du massif de l'Arrée.
- 5 - Pays littoraux de la rade de Brest.
- 6 - Crête de Quimerch-Rosnoën.
- 7 - Bordure septentrionale du massif du Ménez Hom.
- 8 - Extrémité nord-occidentale du Bassin de Châteauhin.

nées. L'on note parfois (Mengleuz en Logonna, Kerloziou en Loperhet, Rosmelec en Daoulas), au mur et au toit de ces filons, la présence d'une brèche schisteuse mylonitique noire à glandules de quartz, de 10 cm à 1 mètre d'épaisseur. De gros filons sécants existent au Château de Logonna, au Reun en Hôpital-Camfrout et surtout dans la région de Lopérec à l'Est de la feuille.

Les lamprophyres déterminés sont tous à plagioclases et se rattachent au type *kersantite*. C'est d'ailleurs le village de Kersanton en Loperhet (à l'Ouest de la feuille) qui est à l'origine du nom.

Tendre à la taille, mais résistante à l'altération, cette roche, toujours appelée *kersanton* par les carriers, a acquis sa renommée en tant que matériau des plus célèbres calvaires bretons.

La kersantite, type pétrographique, a été définie par Delesse en 1850; les distinctions proposées ici sont celles de D. Métais (1960).

ν^{1-2} . **Kersantite « claire »**. C'est un type aberrant et rare, exploité anciennement à Hôpital-Camfrout ou au Château de Logonna. La roche est claire (leucocrate) grenue; sa phénophasse est constituée par de l'oligoclase entouré d'un peu de feldspath potassique ou de micropegmatite, de la biotite toujours chloritisée et de la hornblende verte; la mésostase, réduite, est constituée de quartz, albite et prehnite, ces deux dernières espèces caractérisant classiquement une paragenèse de basse température.

ν^2 . **Kersantite « sombre »**. Les plus belles kersantites ν^2 (Kersanton en Loperhet, Rosmorduc et moulin Mer en Logonna-Daoulas, Rosmellec en Daoulas, etc.) sont des roches noires, largement grenues, à cristaux de 5 mm à 1 cm de biotite, constituant jusqu'à 35 % de la roche et tranchant sur les autres phénocristaux plus petits de labrador gris bleuté et sur la pâte grise.

Les autres espèces et assemblages minéralogiques, invisibles ou peu visibles à l'œil, sont la micropegmatite et la calcite (fréquente), des ferromagnésiens comme les clinopyroxènes ou clinoamphiboles, des minéraux opaques, de l'apatite en longues aiguilles et du quartz interstitiel.

Au Nord du Faou (Keranroy en Hanvec), le clinopyroxène est si abondant que cela peut permettre la définition d'une variété : ν^2_p , kersantite à pyroxène.

Des kersantites sombres à structure microgrenue existent notamment à Rosmellec en Daoulas. La roche, plus fine, parfois aphanitique, présente un fond gris bâti sur un assemblage en gerbes de petites lattes de labrador presque nématique; entre ces lattes se disposent des grains millimétriques de chlorite, biotite, quartz et calcite et quelques petits phénocristaux de biotite, clinopyroxène toujours épigénisés en chlorite et calcite.

ϵ . **Dolérites**. Les dolérites se reconnaissent de certains lamprophyres par leur teinte noir bleuté et l'absence de paillettes de mica, ou bien, pour les types les plus grossiers, par leur trame plagioclasique visible à l'œil nu. Il est parfois difficile de les distinguer sur le terrain. Les dolérites sont rares et leurs sites jalonnent, le plus souvent, les décrochements responsables du découpage losangique dont il a été question plus haut, d'Hôpital-Camfrout à Hanvec au centre de la feuille ou, encore mieux, de Trégarvan à Châteaulin via Dinéault (feuille Châteaulin), matérialisant une vaste cicatrice au niveau des terrains de l'Ordovicien supérieur et du Silurien.

À Dinéault, les filons sont puissants, enracinés et injectant des fentes ouvertes en échelon. Dans la rade de Brest, ils sont ployés dans des structures souples, parfaitement conservées de deuxième phase (Sud de Logonna), ou dans des petits chevauchements à vergence sud; ils peuvent être enfin fragmentés en gros corps ovoïdes se chevauchant parfois (le Roz en Logonna).

$3_{\epsilon L}$. **Dolérites hercyniennes de Logonna (de Logonna à Hanvec)**. Les dolérites sont

formées d'une trame de plagioclases (labrador), longs de plusieurs millimètres et qu'enserrent des clinopyroxènes calciques de type augite, cela réalise souvent une structure intersertale caractéristique. Les minéraux accessoires sont l'amphibole, les opaques et de la micropegmatite.

Sous le même sigle ont été regroupées les diabases (ou métadolérites) qui forment la quasi-totalité des filons de taille modeste, notamment ceux du Roz ou du Sud du bourg. Leur texture est la même, mais tous les minéraux primaires, à l'exception du quartz, sont épigénisés en calcite, chlorite, parfois albite.

³_ED. **Dolérites de Dinéault-Trégarvan.** Elles diffèrent des précédentes par la dimension de leurs plagioclases atteignant jusqu'à 5 cm. Une belle schistosité de flux, liée à un épisode précoce, se développe parfois aux épontes (rive sud de l'Aulne).

Formations paléovolcaniques

Σ_{8}^{a} **Laves et tufs diabasiques dévoniens de la rade.** Ces roches constituent des amas, en général stratiformes, sills et peut-être coulées, de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres de puissance dont les affleurements se répartissent, d'Ouest en Est, sur une quinzaine de kilomètres entre Loperhet et le Tréhou. Ces corps éruptifs, bien exposés par exemple sur la côte à Kerloziou et dans les carrières de Stangmeur et Keramborn (Ouest et Nord de Daoulas) accusent, sur leurs marges, une déformation pénétrative intense se manifestant par l'aplatissement des phénocristaux de feldspaths convertis en galettes séricito-chloriteuses couchées dans la schistosité (Gravelle et al., 1977).

En ce qui concerne la minéralogie, on note, dans les parties les moins transformées, la présence constante de phénocristaux, fantômes de biotite ou hornblende (2 à 5 mm) et surtout plagioclases albitisés (5 à 10 mm), dispersés dans une mésostase à texture subophitique, intergranulaire ou microgranulaire, composée surtout de plagioclases (An 20 à An 60) et d'augite avec quartz et chlorites secondaires. Les paragenèses magmatiques reconstituées à partir de ces reliques semblent couvrir les domaines de composition des andésites et dacites.

Σ_{8}^{b} , Σ_{8}^{br} **Porphyrites et hyaloclastites ordoviciennes.** Les formations paléovolcaniques ordoviciennes qui affleurent en rive gauche de l'Aulne (de Ster-Vian à Ster ar Poul Men en Argol et à Keryé en Trégarvan) ne présentent pas la diversité de celles du cap de la Chèvre ou de Raguenez (feuille voisine Douarnenez).

Connues depuis 1845 (Frapolli), admirablement étudiées en 1890 (Ch. Barrois) et dénommées alors *éruptions du Ménez Hom*, ces formations bréchiques et laviques ont, par leur chimie (P. Maillet, 1977), des affinités de tholéiite continentale.

L'on y reconnaît des tuffites et des brèches partiellement hyaloclastiques, à ciment actuellement chloriteux contenant des cristallites de plagioclase acide et des débris doléritiques; des spilites subaphanitiques (porphyrites) à rares phénocristaux de pyroxène déstabilisés avec mésostase renfermant magnétique, ilménite, apatite et surtout des microlites d'oligoclase; de rares spilites à faciès variolitique; et enfin des métadolérites grenues à texture ophitique, dont la paragenèse est la suivante: augite chloritisée, plagioclase, peu calcique, riche en inclusions chloriteuses, calcite, ilménite leucoxénisée, chlorite et quartz interstitiels.

Remarque — Ces métadolérites et porphyrites, fréquemment schisteuses aux épontes, voisinent, sur le terrain, avec les dolérites de Dinéault (³_ED), et il est quasiment impossible présentement d'apporter des critères systématiques de distinction.

FORMATIONS QUATERNAIRES

Formations marines pléistocènes

My. Plage ancienne. Les rivages de la rade de Brest sont jalonnés de dépôts littoraux antérieurs à la dernière transgression marine. L'éroussé des galets est faible, car la course de la houle n'a pas permis aux matériaux des cordons anciens d'acquérir un façonnement vraiment marin. Aussi lorsque les galets sont formés de roches sensibles à la gélivation ou à l'altération, il n'est pas toujours facile d'identifier ces dépôts, surtout lorsqu'ils sont remaniés dans les coulées de gélifluxion périglaciaires.

La feuille le Faou, contrairement à la feuille Brest, ne semble pas posséder de formations marines plus élevées que l'altitude de 35 mètres. Au S.SW du Faou, près de Kermenguy, des galets de quartz, de grès et de schistes, emballés dans des argiles jaunes présentant des traces de rubéfaction, semblent correspondre à un stationnement du niveau marin vers 35 mètres d'altitude.

Sur la rive gauche de la rivière du Faou, plusieurs replats portent des placages de galets culminant vers 20 mètres d'altitude. Le dépôt de Bolast, visible en coupe en bordure de la route de Crozon au Faou, correspond sans doute à une ancienne flèche littorale, analogue peut-être à celle qui barre actuellement l'estuaire du Faou en son milieu. Les galets garnissant les replats des Salles et de Seillou représentent aussi les restes de cordons littoraux anciens. Il est probable cependant qu'ils remanient le matériel de la haute terrasse de l'Aulne, dont l'altitude est sensiblement équivalente dans le méandre de Landévennec.

Les galets du méandre de Kérascoët en bordure de la rivière de l'Hôpital-Camfrout culminent à 12 mètres d'altitude. Ils doivent correspondre à un autre stationnement du niveau marin. Celui-ci est assez bien représenté sur le littoral à l'extérieur de la rade de Brest : Pays de Léon, baie d'Audierne.

Dans les falaises de l'anse du Roz, de Goasquellou, de Lanvoy et de Bolast, des dépôts de galets ne s'élevant pas à plus de 2 mètres au-dessus du niveau des plus hautes mers garnissent des grottes ou des encoches d'abrasion marine. Ce bas niveau est sans doute l'équivalent des plages du littoral éémien correspondant à l'interglaciaire Saale-Weichsel.

Alluvions fluviales

Fx. Alluvions anciennes : terrasse moyenne et supérieure. Des dépôts fluviaux anciens se sont conservés sur les versants des vallées. Leur matériel est formé de galets peu éroussés habituellement emballés dans une matrice argilo-sableuse plus ou moins rubéfiée. On y trouve parfois des blocs démesurés dont la mise en place n'a pu s'effectuer que sous des climats périglaciaires.

Sur la feuille le Faou, les alluvions anciennes affleurant dans la vallée partiellement ennoyée de l'Aulne, appartiennent aux terrasses supérieures édifiées lors des périodes climatiques froides du Quaternaire ancien. Les dépôts peuvent être subdivisés en deux niveaux non distingués sur la carte.

Les placages de Kerancrach, de Kerbastard, de la Forêt, de Térénez et de Landévennec appartiennent à une terrasse s'abaissant de 30 à 20 mètres entre la confluence de la Douffine et celle de la rivière du Faou. Les alluvions des méandres de Landévennec, de Langast et de Trégarvan, affleurant parfois sur l'estran, appartiennent à un niveau inférieur correspondant à celui du méandre de Gouézec avant son recoupement (feuille Châteaulin). Une partie de ces dépôts a été certainement remaniée ou érodée lors de transgressions marines ultérieures, ce qui expliquerait leur absence sur les rivages de la rade de Brest.

Dans la vallée supérieure de l'Élorn, de rares dépôts fluviaux se sont conservés sur les versants. Un placage de galets a été dégagé au Drennec vers 20 mètres au-dessus du lit actuel de la rivière, lors des travaux précédant la construction d'un

barrage. Le matériel du gisement est très frais et non rubéfié. Il devait appartenir à une terrasse vraisemblablement contemporaine de la terrasse moyenne de l'Aulne. Cette dernière, bien développée sur la feuille Châteaulin, n'apparaît pas sur la feuille le Faou, car elle plonge en aval de la confluence de la Douffine, sous les vases de l'estuaire.

Fy. Alluvions anciennes : terrasse inférieure. Des nappes alluviales anciennes garnissent le fond de certaines vallées ou forment des terrasses ne s'élevant pas à plus de 5-10 mètres au-dessus du thalweg actuel. Elles se sont mises en place, pour la plupart, lors de la dernière période glaciaire (Weichsel). Elles sont particulièrement bien développées au pied de l'Arrée, le long du Rivoal et de l'Élorn. Entre le Favot et le Nivot, au débouché des gorges du Rivoal, d'énormes blocs glaciels encombrant le fond de la vallée. Les dépôts remblayant l'alvéole du Drennec possèdent aussi quelques blocs démesurés, ainsi que la terrasse de la rivière du Faou. La basse terrasse de l'Aulne, bien représentée sur la feuille Châteaulin, n'affleure pas sur le territoire de la feuille le Faou ; elle disparaît totalement à partir du méandre de Châteaulin sous les alluvions flamandaises.

Fz. Alluvions récentes et colluvions. Les alluvions remblayant le fond des vallées sont généralement formées de sable et d'argile souvent mêlés à des cailloux anguleux. Elles proviennent du remaniement des coulées périglaciaires et des produits de l'altération des roches, par les courants fluviaux concentrés dans les thalwegs. Dans les vallées principales, leur mise en place s'est faite au cours de l'Holocène. Elles occupent l'incision pratiquée dans les dépôts alluviaux antérieurs, par reprise d'érosion de la fin de la dernière glaciation.

● **Tourbes.** Les formations tourbeuses ne sont pas rares, mais elles sont généralement peu épaisses et de faible extension. Les accumulations les plus importantes se situent dans les *yeun* de l'extrémité occidentale de l'Arrée où leur épaisseur peut dépasser 1 mètre.

Formations périglaciaires

Sy. **Dépôt de pente.** Le relief est empâté par une masse énorme de produits de gélivation épaisse parfois de plus de 10 mètres (bois de Loc'h). Ces formations se sont accumulées au bas des versants ou dans des dépressions qu'elles remblaient en partie. Elles proviennent du déplacement par gravité des débris libérés par la gélivation le long des pentes sous forme d'un écoulement solifluidal. Leur formation remonte aux périodes froides du Pléistocène. La plupart de ces dépôts se sont mis en place durant la dernière période glaciaire (Weichsel). Certains sont cependant plus anciens. Ils peuvent être distingués des précédents lorsqu'apparaissent des sols interglaciaires interstratifiés (Croaz Oannec).

La partie supérieure des coulées périglaciaires est souvent constituée par des limons qui, épaissis par le colluvionnement, peuvent dépasser 1 mètre d'épaisseur. Ces limons proviennent du remaniement par le ruissellement de débris fournis par la gélifraction ou de loess déposés par les vents. Quelques placages peu épais, non représentés sur la carte, de ces formations, subsistent sur les plateaux où la présence de cailloux éolisés témoigne de l'action du vent durant le Pléni-glaciaire.

La nature et l'importance des coulées périglaciaires dépendent beaucoup de la nature du substratum. Le granite de Commana fournit généralement des formations limono-sableuses englobant parfois quelques boules. Les grès et les quartzites alimentent d'épaisses coulées de *head* formées de blocs anguleux emballés dans une matrice limoneuse. Ces coulées sont particulièrement importantes sur le flanc ouest du Tuchen Kador et le versant sud de la vallée de l'Élorn, où des blocs énormes de plusieurs tonnes ont été entraînés sur des pentes souvent inférieures à 15 %. Les schistes du Dévonien et du Dinantien ne fournissent pas de dépôts très abondants

sauf dans quelques cas particuliers (versant de l'Aulne au Sud de la confluence de la Douffine). Les Schistes et Quartzites de Plougastel, très sensibles à la gélivation, procurent en général un matériel abondant formé de gélifracfs grossiers emballés dans une matrice limoneuse. On y observe souvent des blocs de quartzite énormes (Sud de l'Élorn). On note aussi, de temps en temps, la présence de lentilles interstratifiées de matériel moins grossier démuné de matrice fine (versant nord de l'Arrée).

GP. **Grèze litée.** Certains faciès de la formation des Schistes et Quartzites de Plougastel et du groupe de Troaon, se débitant en plaquettes, se révèlent très propices à la formation de grèzes litées (Treuzelom, Stang Éol, Kervéneec). Ces formations de versant déjà décrites sur la feuille Brest, montrent des alternances de lits à plaquettes très anguleuses, pratiquement sans matrice et de lits plus fins dans lesquels la matrice est présente en plus ou moins grande abondance. Ces dépôts ne semblent pas avoir d'orientation privilégiée. Ils apparaissent généralement à la base des coulées de *head*, mais ils peuvent aussi être interstratifiés dans celles-ci.

FSy. **Brèche ferrugineuse.** La brèche ferrugineuse affleurant près de Croaz Oannec semble associée au sol interglaciaire rubéfié découvert à proximité lors de sondages. Elle s'est formée aux dépens de formations périglaciaires comprenant des niveaux lités de schistes en plaquettes.

Formations marines actuelles

MzG. **Galets, cailloux des grèves.** Les estrans de la partie orientale de la rade de Brest sont souvent couverts de galets peu roulés ou de cailloux. Leurs médianes d'éroussés sont faibles et se situent généralement aux environs de 200. Ce matériel qui provient presque exclusivement du remaniement des coulées périglaciaires par la mer a gardé en grande partie, en raison de la faiblesse des vagues en milieu estuarien, ses caractères originaux dérivant de la fragmentation par gélivation.

Les dépôts généralement peu épais constituent habituellement un pavage masquant parfois des formations de versant ou des alluvions anciennes (Landévennec). Dans certains cas, lorsque la topographie et la dynamique littorale s'y prêtent, ils forment aussi des accumulations importantes. Celles-ci ont été étudiées par A. Guilcher (1957, 1973) qui a mis en évidence plusieurs types de cordons littoraux :

- des grèves accrochées à la roche à leurs deux extrémités et barrant des dépressions littorales : Porsisquin, Kersinic ;
- des tombolos reliant des îles à la côte : Tibidy, île d'Arun ;
- des flèches à pointe libre sub-parallèles à la côte : Sillon des Anglais, anse de Penn Foul, anse de Saint-Jean, rivière de Daoulas...
- des pouliers barrant un estuaire : anse du Roz, Troaon ;
- des pouliers en chicane : anse du moulin du Pont, anse du Bourg ;
- des pouliers intérieurs érigés entre le fond d'un estuaire et son entrée : rivière du Faou...

Mz. **Sables et graviers.** Devant les grèves caillouteuses, à marée basse, la mer, découvre parfois des estrans formés de sable fin. En marée de vive eau émergent aussi quelques bancs de graviers d'origine dynamique : entrée de la rivière du Faou, côte septentrionale de Landévennec... Ces formations en zone d'abri ou en bas d'estran deviennent rapidement vaseuses.

Mzv. **Vases.** Des dépôts vaseux comprenant une majorité d'éléments inférieurs à 50 μ occupent de vastes étendues découvrant à basse mer sur les rives des estuaires : rivière du Faou, anse de Kéroullé, rivière de l'Hôpital, rivière de Daoulas, Aulne... En zone d'abri leur partie supérieure est occupée par des prés salés ou des schorres qui s'étendent largement sur les rives de l'Aulne, au fond des estuaires (rivière du

Faou, rivière de l'Hôpital-Camfrout) ou derrière les cordons littoraux (rivière de Daoulas, Troaon).

Formations anthropiques

X. **Remblais.** De nombreux remblais se développent aux dépens de zones humides littorales. Les plus anciens sont formés de déchets de carrières : Hôpital-Camfrout, Kersanton, anse de Saint-Jean... Pour les plus récents, constitués en vue de la création de parkings, d'aires de loisir ou de zones industrielles, on a généralement utilisé des ordures ménagères ou des matériaux divers : Daoulas, Landévennec, Boutanic...

GÉOLOGIE MARINE

Dépôts meubles

Couverture sédimentaire quaternaire

Le fond de la rade de Brest se caractérise par une morphologie de bancs disposés de part et d'autre du chenal de l'Aulne. Celui-ci permet de suivre approximativement le tracé de l'ancienne vallée sauf au Sud de Logonna-Daoulas, où il est interrompu et décroché par la traverse de l'Hôpital. Cette anomalie correspond sans doute à un méandre très prononcé dont la partie intermédiaire a été complètement sédimentée. La puissance de la sédimentation est donc variable et les bancs de la rade masquent en fait une topographie très irrégulière.

Les renseignements obtenus pour la partie occidentale de la rade permettent de penser que la base du remblaiement correspond aux alluvions anciennes de l'Aulne (basse et moyenne terrasses) ou à des formations périglaciaires de versant. La sédimentation flandrienne généralement vaseuse a débuté dans la rade vers le milieu de la période boréale et s'est poursuivie en se déplaçant progressivement des vallées vers les hauts fonds jusqu'à la période atlantique. La sédimentation de type moderne riche en coquilles de Mollusques et en *Lithothamnium*, apparaît sur le banc du Capelan et la Traverse de l'Hôpital vraisemblablement au cours du Sub-boréal, alors que la mer envahissait largement la rade de Brest.

Couverture sédimentaire récente

De nombreux dragages, effectués par A. Guilcher et ses collaborateurs, ont abouti à la réalisation d'une carte sédimentologique des fonds sous-marins à 1/100000 (feuille Brest). Les sédiments homogènes n'ont que des superficies restreintes et le plus souvent on a des mélanges où peuvent entrer en proportion variable des graviers, des sables et des lutites.

• **Graviers et sables.** Ces sédiments ont une texture généralement vaseuse, mais ils contiennent une fraction grossière importante. Les graviers formés de débris coquilliers ou de particules de *Lithothamnium* sont abondants sur le banc du Capelan et la Traverse de l'Hôpital. Les pourcentages globaux de carbonate de calcium y sont habituellement supérieurs à 50 %. Les graviers mêlés de sable sont encore assez abondants sur les bancs de la rive droite du chenal de l'Aulne. Sur les bancs de la région de Landévennec, le gravier est peu représenté, mais la fraction sableuse est importante : de 50 à 75 %.

• **Lutites.** Elles sont présentes dans toute la rade orientale. Dans les anses, les estuaires et les zones de décantation, elles sont prédominantes : rivière du Faou, rivière de l'Hôpital, Aulne... Ces fractions fines, dont la teneur en calcaire n'excède pas 20 %, proviennent en grande partie du lessivage par la mer de l'argile interstitielle des coulées périglaciaires, mais la part des apports des cours d'eau débouchant dans les estuaires ne doit pas être négligeable actuellement, du fait de l'érosion des sols liée aux opérations de remembrement et à la culture du maïs.

TECTONIQUE ET ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

La mosaïque géologique complexe de la feuille le Faou 1/50 000 est héritée, pour l'essentiel, d'une succession de déformations d'âge paléozoïque supérieur, qui caractérise ici l'orogénèse varisque.

Les conditions d'affleurement (modicité des reliefs, couvert végétal dense) rendent délicate toute tentative de synthèse tectonique, mais les études en cours sur la région (voir liste bibliographique) conduisent cependant à distinguer trois ensembles structuraux que l'on recoupe le long d'une diagonale NW—SE; ce sont : les formations briovériennes de la vallée de l'Élorn limitées à l'angle nord-ouest de la feuille, puis celles du Paléozoïque antécarbonifère, les plus développées, et dans l'angle sud-est le Carbonifère du synclinorium de Châteaulin.

Déformations

Briovérien de la vallée de l'Élorn. En contact par faille avec des formations ordoviciennes, il témoigne d'une évolution tectonométamorphique (dans l'épizone) antérieure à la transgression paléozoïque et rapportée au cycle cadomien (Chauris et Hallegouët, 1973). L'influence probable des déformations d'âge paléozoïque dans la structuration de cet ensemble reste encore à préciser.

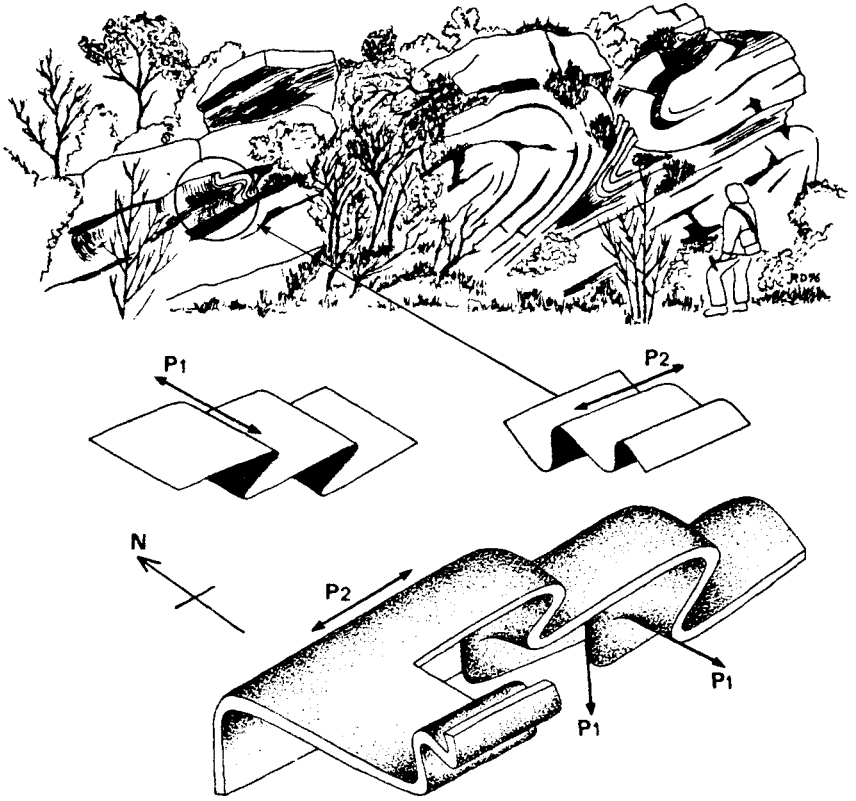
Paléozoïque antécarbonifère. Il est représenté depuis l'Arenig (Grès armoricain) jusqu'au Famennien II inclus (Schistes de Porsguen et Schistes du Zorn) et porte les traces d'au moins deux déformations synschisteuses (D_1S_1 - D_2S_2) suivies de cisaillements tangentiels (Babin et *al.*, 1975; Darboux et Garreau, 1976; Darboux et *al.*, 1977; Rolet et Thonon, 1978).

• D_1S_1 . Précocement les formations sont affectées par une tectonique tangentielle comme l'attestent l'observation de rares charnières synschisteuses, serrées, subisoclinales et couchées, orientées entre $N 0^\circ$ et $N 70^\circ E$ [Roc'h Bodénan, au Sud-Ouest de Sizun (fig. 2)], et plus fréquemment, à l'échelle des microstructures, l'existence d'une schistosité de flux subparallèle à la stratification et replissée avec elle lors de D_2S_2 . Il s'agirait de structures à flancs inverses réduits, ou éliminés par le fonctionnement de cisaillements plats en fin de déformation souple. Leur amplitude ainsi que le sens de leur déversement restent conjecturaux.

• D_2S_2 . Ce sont les structures les plus apparentes, prépondérantes dans la géométrie actuelle des affleurements. Il s'agit de plis d'amplitude décimétrique à hectométrique, orientés entre $N 60^\circ E$ et $N 100^\circ E$ et présentant un plongement axial variable en valeur et sens. Ces plis montrent le plus généralement une dissymétrie nette, le sens de leur déversement est variable mais deux tendances peuvent être cependant distinguées :

- déversement nord dans la moitié est de la feuille, et particulièrement net dans les hauteurs qui encadrent l'envoyage occidental du granite de Huelgoat où s'exprime une tendance générale au chevauchement vers le Nord (crête de l'Arrée sur le pays de Sizun, collines de Stangannay sur la dépression de Saint-Rivoal);
- le déversement sud est assez commun dans la moitié ouest de la feuille et notamment dans les formations du Dévonien moyen et supérieur du fond de la rade de Brest.

• **Cisaillements.** Postérieurement à ces épisodes de déformation souple, l'édifice est affecté de cisaillements tangentiels. Les accidents ont pu donner naissance à des chevauchements à l'échelle régionale comme en témoignent, par exemple, les semelles élaborées aux dépens de schistes du Dévonien moyen et supérieur, injectées de filons (microdiorite, etc.) et préservées à la faveur de lentilles effondrées (région de Logonna-Daoulas). La reconnaissance de ces structures est possible dans les



**Fig. 2 - Superposition de déformations au roc'h de Bodéan
(point coté 171 m, au Nord-Est de Saint-Eloy). Formation de Plougastel
- Croquis d'affleurement et schéma interprétatif.**

affleurements côtiers [rivières de Daoulas (fig. 3) et du Faou, bords de l'Aulne dans le secteur de Térénez], elle ne l'est que beaucoup plus difficilement à l'intérieur des terres, mais la fréquence de tels accidents démontre qu'ils ont joué un rôle déterminant dans la structuration de cette région. Elle conduit à envisager au moins un style en écailles, dans la mesure où des recouvrements de grande amplitude ne sont pas encore mis en évidence.

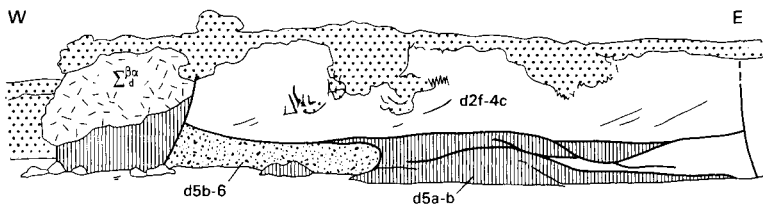


Fig. 3 - Chevauchement de Landrévezon (rivière de Daoulas)

L'ensemble de ces manifestations tectoniques est rapporté à la phase bretonne, une période d'activité orogénique majeure qui intervient après le dépôt du Dévonien terminal et avant celui du Viséen.

Carbonifère. Les affleurements de Carbonifère dans l'angle sud-est de la feuille appartiennent au flanc nord de la terminaison occidentale du bassin de Châteaulin qui se développe largement vers l'Est. Dans leur ensemble, les terrains carbonifères présentent une architecture simple qui paraît résulter d'un seul épisode de plissement (D_3S_3 , phase erzgebirgienne?); il s'agit de plis synschisteux décamétriques à hectométriques, déjetés ou déversés, dont les axes sont voisins de la direction est-ouest dans le cœur du bassin (voir feuilles voisines Châteaulin, Huelgoat, Gourin), mais au voisinage immédiat des contacts avec le Dévonien se manifestent cependant des complications structurales. Ainsi, dans la zone concernée par cette feuille, la schistosité prend une direction subméridienne, tandis que se développent des structures superposées du type crénulations, plis en chevrons et *kink-band*, et que la linéation d'intersection schistosité—stratification présente de forts plongements. Ces phénomènes suggèrent l'existence de mouvements relatifs entre le Carbonifère et son cadre dévonien.

Métamorphisme et intrusions granitiques

Le métamorphisme général anchizonal à épizonal [il atteint même l'isograde de la biotite dans l'extrême Nord-Est de la feuille (Lucas *et al.*, 1967)] qui affecte le Paléozoïque est en cours d'étude et encore mal connu. Dans le Paléozoïque anté-carbonifère les structures tangentielles précoces (D_1) se sont développées en climat épizonal et les minéraux phylliteux du métamorphisme syntectonique (séricite, chlorite) matérialisent, par leur orientation commune, le plan de la schistosité de flux (S_1). Le chloritoïde, présent également, montre une cristallisation beaucoup plus étalée dans le temps : les néoformations les plus précoces apparaissent sous la forme de tablettes orientées dans S_1 et contournées par les minéraux phylliteux, tandis que les individus les plus tardifs, en rosettes parfois, recoupent nettement le clivage schisteux. Ces néogenèses ne sont perceptibles toutefois que dans certains niveaux (riches en Al_2O_3 et FeO) et notamment dans la formation des Schistes et Quartzites de Plougastel. Ces chloritoïdes, enfin, sont ployés et fracturés entre les plans de la schistosité S_2 , une schistosité de *strain-slip* sans néogenèse minérale, mais qui réoriente dans ses plans les minéraux phylliteux de S_1 (Darboux et Garreau, 1976).

L'intrusion du granite de Commana^(*), qui paraît syn- à tarditectonique vis-à-vis de D₂S₂, a deux conséquences (Darboux et Garreau, 1976 ; Barrière et al., 1977) :

- la superposition au métamorphisme général des roches encaissantes d'un métamorphisme de contact à andalousite ;
- la surimposition de son activité structurante (localisée à son toit et à ses bordures) aux effets de la tectonique régionale.

Les terrains carbonifères sont également transformés par un métamorphisme général syntectonique léger, marqué par les néogenèses orientées de séricite et chlorite qui matérialisent les plans d'une schistosité de flux (S₃) dans les pélites.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les ressources en eaux souterraines des terrains s'étendant de la rade de Brest à l'Arrée ne sont pas négligeables mais leur exploitation, pour être optimale, nécessite impérativement la reconnaissance de l'aquifère et des mesures de rabattement des nappes.

Pluviométrie

Les précipitations, abondantes, ont une constance interannuelle assez grande ; par contre les variabilités saisonnières sont sensibles et on observe une nette augmentation avec l'altitude, qui passe de 0 m à l'Ouest à 350 m environ à l'Est de la feuille. Les isohyètes suivent de très près les courbes de niveau. À Guipavas (altitude 98 m, feuille voisine Brest), il tombe en moyenne 150 mm en décembre, 52 mm en juillet et 1 157 mm dans l'année ; à Brennilis (altitude 263 m, feuille voisine Huelgoat), les quantités moyennes sont de 206 mm en décembre, 76 mm en juillet et 1 537 mm dans l'année. À Sizun, la Direction départementale de l'Agriculture (D.D.A.) du Finistère, a calculé (en utilisant la relation linéaire $P = 2,737z + 818$ où z est l'altitude en mètres et P la pluviométrie en millimètres) une lame d'eau de 1 435 mm par an, avec précipitation moyenne de 176 mm en décembre et 66 mm en janvier. Les risques de pluies très fortes ne sont pas nuls mais minimes ; on les estime (D.D.A.) pour l'Est de la feuille, à 68 mm en valeur décennale, 94 mm en valeur pour 100 ans et 120 mm en valeur millénaire.

À l'inverse, l'évapotranspiration potentielle calculée par mois sec est assez faible (à Guipavas 100 mm en juillet, 20 mm en février).

Tout cela conduit à la saturation fréquente mais non pérenne des horizons de surface et finalement l'importance qu'ils présentent et qu'en aucun cas les pratiques agricoles (cultures, détalutage) ne doivent perturber.

Gîtes aquifères

Formations superficielles. Bien que les formations superficielles ne soient que peu figurées sur la carte, elles sont abondantes et ont un rôle géologique indéniable.

Les formations de pente (*head, solifluat...*) et manteaux d'altération présentent une grande variabilité d'épaisseur et de perméabilité. Les plus perméables sont au toit des granites (avec des valeurs voisines de 4 l/mn/m sous 2 bars au Drennec en Sizun, données D.D.A.), mais leur colmatage est facile. Les moins perméables se rencontrent sur les schistes et quartzites donnant des terrains de couverture quasi

(*) La datation récente du granite de Huelgoat (feuille voisine Huelgoat) (travaux B.R.G.M.—Université de Rennes) à 335±7 M.A. (soit un âge équivalent à celui des émissions rhyolitiques à la base du Carbonifère dans le bassin de Laval) est intéressante à prendre en considération. Elle permet d'avancer pour les granites de Huelgoat et de Commana probablement congénères (reliés en profondeur) l'hypothèse d'une mise en place d'âge breton, antérieure à la structuration des formations carbonifères.

impermeables dans une région allant de Loperhet à Dirinon et le Tréhou et à l'Est de Hanvec (coefficient de perméabilité de 10^{-7} à 10^{-10} m/s). Elles sont ainsi le siège d'horizons suspendus à transmissivité faible et à débit utile très faible. Elles posent, pour l'assainissement individuel, des problèmes insurmontables sur place. Enfin, il arrive fréquemment qu'elles jouent le rôle de remise en charge ponctuelle à l'endroit où déborderait une nappe du substratum.

Les *colluvions* et *alluvions* des vallées sont globalement assez perméables mais leur hétérogénéité est grande. Des essais Lugeon faits à 3 bars (données D.D.A.) leur attribueraient à Hengoat en Saint-Cadou sur l'Élorn un équivalent de 30-40 unités et au Drennec en Sizun environ 80 unités Lugeon. Des petites nappes alluviales existent mais ne sont jamais indépendantes. L'on constate, selon le cas (ou la saison) leur soutenance par l'eau du substratum, ou celle de surface. Localement, il est classique de trouver, dans la haute Élorn, un toit piézométrique stabilisé à 0,50 m voire 1 m et n'interférant que peu avec la saturation suspendue des colluvions argileuses de sommet et de la tourbe.

Substratum. Le substratum, lithologiquement très diversifié, encaisse des gîtes également très variés. Mais d'une manière générale, l'anisotropie des formations (joints de décompression, foliation, schistosité, fractures...) conduit à une anisotropie considérable dans la dynamique hydrogéologique, surtout dans la tranche des 5 à 15 m où l'eau est présente.

Dans le *granite* de Commana, au Drennec, de nombreux essais ont été réalisés pour le compte du Syndicat mixte d'aménagement hydraulique du bassin de l'Élorn et de la rivière de Daoulas. Il est classique de trouver sur les dix premiers mètres, la succession arène, granite arénisé et granite diaclasé, constituant un terrain décomprimé très perméable (de 10 l/mn/m à 5 bars dans l'arène à 2,5 l/mn/m ensuite). C'est un terrain ouvert avec débouillage facile et grande possibilité de transfert, permettant la présence d'une nappe phréatique classique libre au toit piézométrique stable situé à une cote relative de -5 à -10 m selon les endroits. Au-dessous viennent 5 à 10 m de terrain peu perméable (< 1 l/mn/m à 5 bars) à transfert faible ou nul jusqu'à 3 bars mais débouillable au-dessus puis devenant assez colmatable. Le plancher de la nappe naturelle se trouve à ce niveau. Enfin, à 25-30 m de profondeur se situe le plancher vrai des essais, à perméabilité nulle.

Les essais Lugeon donnent des résultats très variables selon les tranches de profondeur et les pressions. Les valeurs obtenues dépendent énormément de la présence d'accidents cassants, zones broyées ou injectées de quartz qui, selon leur lithologie de détail, ou leur pendage créent soit un rabattement, soit une remise en charge avec possibilité de débordement (Créac'haliou en Sizun).

Les contacts entre *filons* de roches éruptives et terrains encaissants paléozoïques jouent le même rôle que ces accidents. Seuls les filons les plus puissants constituent eux-mêmes un aquifère. Leur perméabilité n'est connue qu'au site de Stang-Meyet en Irvillac (forage de 18 m réalisé par la Compagnie de Prospection géophysique française) où un essai d'absorption globale sous 3,20 m de surcharge donne un équivalent de 55 unités Lugeon.

Dans les *formations sédimentaires paléozoïques*, les caractéristiques hydrogéologiques d'ensemble sont dictées par la lithologie, la structure et la morphologie. Les assises résistantes de Grès armoricains de l'Arenig et des schistes et quartzites pré-gédinniens, arment le *relief appalachien* ainsi créé.

Bien qu'à perméabilité moyenne en faible profondeur, ces deux formations sont intéressantes localement en surface dans la tranche des 0 à 8 mètres. Les essais Lugeon réalisés à Saint-Cadou, dans les schistes et quartzites fournissent, pour cette tranche, une gamme de valeurs de 10 à 100 Lugeon et au-delà des 8 m les valeurs passant de 10 à 0.

Des forages implantés dans les mêmes formations schisto-gréseuses à Saint-Éloy ou à Plougastel (feuille voisine Brest) débitent 10 à 20 m³/h. Mais les grès eux-mêmes peuvent donner plus de 30 m³/h (B.R.G.M., Landivisiau, feuille voisine Landerneau).

C'est toujours au droit d'accidents majeurs (Traon Uhel en Brasparts), que la productivité de surface ou de profondeur (jusqu'à 50 m!) est la meilleure (60 m³/h à Landerneau, feuille voisine). Il existe aussi de nombreuses émergences, donnant 1 à 5 l/s, soulignant le contact entre ensembles lithologiques différents (Seillou en Rosnoën, Kergreven en Tréflévénez, Mougeau en Commana, Kervezenec en Hanvec).

Exploitation. L'exploitation de l'eau, liée aux besoins locaux s'est longtemps limitée aux captages placés sur les émergences elles-mêmes. Les ouvrages sont toujours modestes; puits traditionnels de 5 à 10 m (Créac'haliou en Sizun, Seillou en Rosnoën...), puits drainant (Goasven en Logonna), ou drains (14 m de drains de 800 à 4 m de profondeur à Keranglien en Daoulas).

Les débits restent toujours faibles, de 2 à 5 l/s, ce qui peut satisfaire uniquement de petites collectivités : groupements non déclarés (Kerancuru, ou Botfranc en Hanvec), associations syndicales (Kereveur en Sizun, Saint-Piter ou Quillivenc en le Tréhou) desservant environ 25 familles, syndicats communaux ou intercommunaux (Daoulas, Saint-Éloy, Sizun, etc.).

Les eaux exploitées dans ces captages sont généralement (documents D.D.A.S. Nord Finistère) peu minéralisées, agressives et acides, les températures assez variables (8 à 12°) traduisant une origine peu profonde. Leur résistivité est peu accentuée à moyenne : 3000 Ω.cm à Goasven en Logonna (Dévonien moyen, eau de subsurface), 4000 Ω.cm à Créac'haliou en Sizun (granite), 5000 Ω.cm à Saint-Jacob en Irvillac (schistes et quartzites prégedinniens), 7000 Ω.cm à Saint-Urbain (Grès de Landévennec, Gedinnien), 9000 Ω.cm à Seillou en Rosnoën (Grès de Landévennec), 10000 Ω.cm à Rosember en Hanvec (schistes et quartzites, eau de subsurface). Le pH est acide variant de 5,2 au captage de Mescam en Saint-Éloy (schistes et quartzites) à 6,9 à Goasven en Logonna (Dévonien moyen); ce qui nécessite une neutralisation par chaux, maërl ou poudre de marbre. Le degré hydrotimétrique (3 à Rosember, 5 à Guernic en Daoulas, 10 à St Roch en Daoulas, 15 à Goasven) traduit des eaux jamais dures, souvent même trop douces. Les concentrations de nitrates (5 mg de NO₃ par litre à Rosnoën, 60 à Guernic en Daoulas) sont très variables mais souvent fortes ou même indésirables, en rapport direct avec les techniques agricoles. Les taux en chlorures ou sulfates sont faibles à très faibles, respectivement 20 mg à Saint-Éloy, 39 mg à Daoulas Guernic de Cl⁻ et 2,5 mg à Rosnoën, 23 mg à Sizun de SO₄ par litre.

L'augmentation des besoins pour les consommations rurales ou urbaines et pour le tourisme, contraint à une exploitation des eaux profondes par forages (dont les diamètres vont de 160 à 300 mm) et à un appel croissant aux eaux de surface.

Pour assurer une adduction publique destinée à 500 personnes, on considère classiquement (B.R.G.M.) qu'un débit de 10 à 12 m³/h est suffisant. Avec implantation correcte des forages, ces valeurs peuvent être largement atteintes dans les terrains paléozoïques et le granite à des profondeurs de 10 à 40 mètres. Seul Saint-Éloy est actuellement alimenté de la sorte mais les forages privés pullulent et sont une entrave certaine à une bonne gestion ultérieure de l'eau.

Les grosses communes de la feuille le Faou sont actuellement toutes rattachées à un syndicat important (Élorn et rivière de Daoulas pour le Nord, Aulne pour le Sud) dont les ressources principales sont des prises au fil de l'eau généralement (Pont Mel en Irvillac). Cela nécessite la création de plans d'eau régulateurs des débits sur les rivières concernées, celui du Drennec en Sizun devant atteindre 7,5 millions de m³ sur une superficie de 100 ha.

SUBSTANCES MINÉRALES

La feuille le Faou renferme un certain nombre de gîtes *métallifères*, encore mal connus pour deux raisons opposées : ou bien les gisements, anciennement exploités, sont abandonnés depuis longtemps (cas des occurrences ferrifères) ; ou bien, au contraire, les indices sont de découverte récente et uniquement observés par des travaux superficiels et des sondages (cas des gîtes sulfurés : Pb-Zn-Cu des environs de Saint-Rivoal et d'Argol, Sb du district de Rosnoën, etc., mis en évidence par le B.R.G.M.). Les prospections alluvionnaires (Guigues et Devismes, 1969) indiquent que de nombreuses occurrences sont encore cachées. Plusieurs carrières sont actuellement abandonnées : c'est le cas, en particulier, de la célèbre kersantite (le *kersanton*) et des calcaires utilisés pour la chaux. Les schistes des monts d'Arrée (ardoises grossières et dalles) et la microdiorite du Roz en Logonna (pierre de taille) sont encore exploités. Quelques carrières sont ouvertes pour l'empierrement.

Gîtes métallifères

Les gîtes métallifères de la feuille le Faou appartiennent à deux types principaux : les minéralisations sédimentaires ferrifères et les minéralisations hypogènes, soit en relation avec le massif granitique de Commana (Sn, W, Au), soit d'origine encore mal précisée (gîtes stratiformes volcano-sédimentaires ou filoniens hydrothermaux : Pb-Zn-Cu-Ag ; Sb).

Minéralisations ferrifères

Les principales formations ferrifères du Finistère sont concentrées sur la feuille le Faou (et sur la feuille voisine Brest dont elles forment le prolongement). Stratigraphiquement, elles semblent pouvoir être regroupées en trois niveaux (Gouin, 1966) (un quatrième niveau : fer en relation avec le volcanisme dinantien du Bassin de Châteaulin observé sur la feuille Huelgoat [Kerguévarec, Lannedern] ne paraît pas se poursuivre à l'Ouest sur celle du Faou).

Niveau de Rosan (Caradoc). Il est en relation avec le volcanisme, dans la formation des Tufs et calcaires de Rosan. D'Ouest en Est, les principales occurrences sont : Lostmarc'h, Morgat, Rosan (feuille Brest) ; Roumoulouarn et Lescoat (près Argol, 5-4003 et 5-4002), Keryé (près de Trégarvan, 6-4003), Kerlaouenan (en Dinéault, 6-4004) (feuille le Faou) ; les indices se poursuivent jusqu'au-delà de Châteaulin. À Lostmarc'h, hématite en stockwerk et en amas, pyrite disséminée ; à Rosan, nodules à cœur de sidérite et à périphérie de limonite.

Niveaux de Terenez et de la Tavelle (Gédinnien). Ces deux niveaux ont pu être distingués uniquement sur la feuille Brest où, selon Gouin (1966), le niveau de Terenez est constitué par une couche de fer carbonaté de 1,70 m de puissance, le niveau de la Tavelle, par deux couches totalisant 2,50 m de puissance (également carbonate de fer). Sur la feuille le Faou, faute de bons affleurements et de sondages, les deux niveaux, s'ils existent ici aussi, n'ont pas encore été séparés l'un de l'autre. Les principales occurrences s'alignent depuis le Sud-Ouest de Landévennec jusqu'à l'Est de Quimerch (en fait, principalement entre Landévennec et le Faou, 5-4001, 5-4004, 6-4005, 6-4002, 7-4002) ; elles sont jalonnées par des excavations anciennes et des amas de scories. Plus à l'Est, les occurrences actuellement reconnues sont beaucoup plus disséminées. Des travaux de recherche ont été effectués au cours des années 1928-1929 par la compagnie Mokta-el-Hadid, à Kéronec en Rosnoën (puits à -17,50 m), à Neiz-Vran en Quimerch (tranchées) etc. En fait, seuls des sondages profonds permettraient de préciser la valeur économique éventuelle de ces occurrences. D'autres indices ont été signalés à Dirinon (1-4001), près de Créac'h Carnel en Irvillac (2-4001), etc.

Minéralisations hypogènes

Étain, tungstène, or. Quelques indices, actuellement connus uniquement en alluvions, sont en relation avec le granite de Commana : cassitérite, wolframite, or.

Plomb, zinc, cuivre. À l'exception de l'indice de galène de Roudouhir, au Nord-Est de Hanvec (3-4 001), trouvé en 1834, toutes les minéralisations en Pb-Zn-Cu-Ag ont été découvertes récemment à partir de prospections géochimiques (travaux B.R.G.M.). Plusieurs groupements d'indices peuvent être distingués :

- Les minéralisations Pb-Zn-Cu-Ag localisées le long des formations volcano-sédimentaires caradociennes, entre Argol et Trévargan, qui font encore l'objet de recherches en 1979 et qui pourraient être identiques aux minéralisations observées plus à l'Ouest en presqu'île de Crozon, c'est-à-dire se rapporter soit à des disséminations stratiformes (type Kerdreux), soit à des filons (type Lardanva). Des sondages récents ont recoupé des sulfures disséminés dans des schistes noirs, essentiellement pyrite, galène, blende et chalcopryrite, l'ensemble de la formation s'étendant sur au moins 8 km et se prolongeant ensuite sur la feuille Châteaulin en direction de Dinéault.

- Les minéralisations Pb-Zn-Cu-Ag de la région de Saint-Rivoal, encaissées comme les précédentes dans les terrains du Caradoc, dont le principal gîte se situe au Sud de Penn-ar-Guer, à 1,5 km au Sud-Ouest de Saint-Rivoal (4-4 001). Il s'agit là d'un filon SW—NE à texture bréchique surtout minéralisé en blende, avec pyrite, marcasite, mispickel, galène et cuivre gris. D'autres indices, plus probablement stratiformes, sont en cours d'étude à Bodenna et Ménez-Glugeau.

- Divers indices filoniens encaissés dans le Dévonien, notamment autour de Hanvec (Roudouhir, Bodrézel et le Vall) ainsi qu'au Sud de Saint-Rivoal (le Nivot).

Antimoine. L'indice de stibine signalé par Milon en 1928 au Nord de Rosnoën (6-4 001) a été localisé par les travaux récents du B.R.G.M. Il correspond à la zone des travaux de fouille pour fer entre Pen-ar-Vern et Toul-ar-C'Hoat. Des sondages, effectués en 1978, ont montré de belles imprégnations de stibine, cuivre gris et chalcopryrite dans des schistes ferrugineux à sidérose.

Autres substances utiles

Calcaires

Sur la feuille le Faou, les formations calcaires se développent à trois niveaux stratigraphiques.

Caradoc (Formation des Tufs et Calcaires de Rosan). L'occurrence connue près de Trégarvan, en bordure de l'Aulne, ne semble pas avoir été exploitée.

Gédinnien-Siegenien (Formation des Schistes et Calcaires de l'Armorique). Une petite carrière est ouverte au lieu-dit le Parc à l'W.SW du Faou. Une grande carrière, abandonnée, près du village de Beuzidou à 3 km à l'Est du bourg de Saint-Urbain, montre un calcaire bleu foncé, avec veines et amas de calcite blanche admettant localement de petits nids de fluorine; le four à chaux de Saint-Urbain, construit en 1927, s'est éteint en 1958; en 1947, la production avait été de 5 300 tonnes de chaux hydraulique (Y. Rolland, 1972). Le petit gisement de Ty-ar-Goff, au Sud-Ouest de Logonna-Quimerch a été exploité en 1943.

Viséen (Calcaires de Saint-Ségol). Une puissante lentille de calcaire bleu-gris foncé a été exploitée au Poulit-Du (au Nord-Ouest de Saint-Ségol) pour le chaulage des terres. Un banc de calcaire bleuté, très dur, affleure à Pont-de-Buis (Stangoénic).

Ardoisières

Deux districts ardoisiers ont été reconnus : le premier, dans les monts d'Arrée (s4-d1a), est encore exploité près de Saint-Cadou (ardoises rustiques et dalles); le

second, à la bordure septentrionale du Bassin de Châteaulin (h2-3) (environs de Pont-de-Buis et de Lopérec), est abandonné.

Pierres de taille et ornementales

La kersantite a jadis été très recherchée comme pierre de taille et pour la statuaire (célèbres calvaires bretons des enclos paroissiaux). La microdiorite quartzique du Roz en Logonna, remarquable par les cernes ferrugineux concentriques, est activement exploitée comme pierre de taille.

Empierrement

De nombreuses carrières ont été ouvertes pour l'empierrement :

- dans le Grès armoricain (cote 106 au Sud-Ouest de Trégarvan)
- dans les Grès de Kermeur (à l'Est d'Argol)
- dans les Schistes et Quartzites de Plougastel (à l'Est de Lopérec)
- dans le Grès de Landévennec (au Sud du Faou)
- dans les Grès de Goasquellou (près de Traonévèzec au Sud-Est de Daoulas)
- dans le granite de Commana (la Motte, etc.)
- dans divers filons de roches éruptives (Véridy en Lopérec, etc.).

Les arènes granitiques sont recherchées dans le massif de Commana (Lestrémélar, etc.).

Kaolin

Un filon de microgranite kaolinisé a jadis été exploité à Parc Autret (Tréflévenez). Quelques indices de kaolin sont également connus dans le massif de Commana.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'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—Hulgoat, vallée de l'Élorn de Lannion à Brest;
- itinéraire 10 : de Brest à Douarnenez.

BIBLIOGRAPHIE

- BABIN C. (1966) — Mollusques Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain. I.C.A., Brest, 438 p., 18 pl.
- BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.-J., DEUNFF J., HENRY J.-L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y., et ROBARDET M. (1976) — In Bassett M.D. éd., *The Ordovician System. Proceedings Palaeontological Association Symposium*, Birmingham, sept. 1974, 696 p.
- BABIN C., CAVET P., LARDEUX H., MORZADÉC P., PARIS F., PONCET J. et RACHEBOEUF P. (1972) — Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol.*, (7), XIV, pp. 94-109.

- BABIN C., CHAUVEL J.-J., LARDEUX H., PARIS F. et ROBARDET M. (1976) — Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, fasc. spécial, Rennes, 31 p.
- BABIN C., DARBOUX J.-R., DUÉE G., GRAVELLE M., MORZADEC P., PLUSQUELLEC Y. et THONON P. (1975) — Tectoniques tangentielles et tectoniques superposées dans le Dévonien de la rade de Brest (Nord Finistère). *C.R. Acad. Sc., Paris, D*, t. 280, pp. 259-262.
- BARRIÈRE M., DARBOUX J.-R. et PELHÂTE A. (1977) — Sur l'activité structurante du batholite hercynien médio-armoricain. *C.R. Acad. Sc., Paris, D*, pp. 2083-2086.
- BARROIS Ch. (1877 a) — Note préliminaire sur le terrain silurien de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, IV, (1876-77), pp. 38-57.
- BARROIS Ch. (1877 b) — Le terrain dévonien de la rade de Brest. *Ann. Soc. géol. Nord*, IV, (1876-77), pp. 59-105.
- BARROIS Ch. (1886) — Aperçu de la constitution géologique de la rade de Brest. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., XIV, pp. 678-707.
- BARROIS Ch. (1890) — Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Ménez-Hom. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. L, n^o 7, 75 p.
- BONNEMAISON (1820) — Géologie du département du Finistère. *Journ. Phys. Chim. Hist. Nat.*, Paris, XV.
- CABANIS B. (1974) — La tectogenèse hercynienne dans la région de Morlaix et sa signification à l'échelle du Nord-Ouest de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVI, n^o 2, pp. 230-237.
- CHAURIS L. (1967) — Gravimétrie et métallogénie granitique dans le Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n^o 52, pp. 43-54.
- CHAURIS L. (1969) — Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sc., Paris, D*, 268, pp. 2859-2861.
- CHAURIS L. (1971) — Les recherches récentes sur le grès armoricain (Skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne. Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, *Mém. du B.R.G.M.*, n^o 73, pp. 213-223.
- CHAURIS L. (1972) — Évolution tectonique des granites précambriens de la région de Morlaix. *C.R. Acad. Sc., Paris, D*, 274, pp. 991-994.
- CHAURIS L. (1977) — Métamorphisme et magmatisme dans le Massif armoricain au cours de l'orogénèse hercynienne : une interprétation en termes de tectonique des plaques. *C.R. Acad. Sc., Paris, D*, 284, pp. 895-898.
- CHAURIS L., DEUNFF J. et PHILIPPOT A. (1970) — Découverte du Silurien à Graptolites près de Landerneau (Nord-Finistère). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 271, D, p. 2236-2239.

- CHAURIS L. et GARREAU J. (1973) — Précisions sur la stratigraphie et la structure des Monts d'Arrée (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 276, pp. 3409-3412.
- CHAURIS L. et GARREAU J. (1975) — Les relations du granite de Guimiliau avec le Paléozoïque de la rade de Brest et du bassin de Morlaix (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, 280, pp. 251-254.
- CHAURIS L. et HALLEGOUËT B. (1973) — Les relations du Paléozoïque inférieur avec le socle précambrien du Pays de Léon, le long de la vallée de l'Élorn (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, 277, pp. 277-280.
- CHAURIS L., LE BAIL F. et MULOT B. (1972) — Les gîtes minéraux de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Penn ar Bed*, 70, Brest, pp. 321-333.
- COLLIN L. (1912) — Étude de la région dévonienne occidentale du Finistère. Thèse, Paris, 451 p.
- COLLIN L. (1923) — Note sur le Dévonien supérieur de Logonna (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, fasc. 2, pp. 133-134.
- DARBOUX J.-R. et GARREAU J. (1976) — Précisions sur la structure de l'Arrée et de ses piémonts dans leur terminaison occidentale (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, 283, pp. 1007-1010.
- DARBOUX J.-R., GRAVELLE M., PELHÂTE A. et ROLET J. (1977) — L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 284, D, pp. 1151-1154.
- DELATTRE C. (1952) — Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. Mém. pour serv. à l'expl. de la Carte géol. détaillée de la France, Paris, 125 p.
- DELATTRE C. et PRUVOST P. (1951) — Révision de la feuille de Morlaix au 80000^e. Âge des quartzites de Saint-Michel de Brasparts. Structure des Montagnes d'Arrée, transgression gédinnienne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 49, n° 232, pp. 51-54.
- DELESSE A. (1850) — Recherche sur le kersanton et sur quelques roches de la même famille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XIV, pp. 678-708.
- DEUNFF J. et CHAURIS L. (1974) — Découverte d'un microplancton à Acritarches, Chitinozoaires et spores du Silurien supérieur près de Landerneau (Nord-Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 278, D, pp. 2091-2093.
- DEUTSCH S. et CHAURIS L. (1960) — Mesure de l'âge absolu du granite du Huelgoat (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 250, pp. 1298-1300.
- FOURCY E. de (1854) — Carte géologique du Finistère, Paris.

- FRAPOLLI L. (1845) — Mémoire sur la disposition des terrains siluriens dans le Finistère et spécialement dans la rade de Brest. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, II, pp. 518-568.
- GINSBURG L. et LUCAS G. (1949) — Présence de quartzites élastiques dans les grès armoricains. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 228, p. 1657.
- GOUIN M. (1966) — Synthèse des connaissances acquises sur les minerais de fer du département du Finistère. Rapport B.R.G.M., 39 p.
- GRAVELLE M., THONON P. et DARBOUX J.-R. (1977) — Les porphyrites du Dévonien de la rade de Brest, témoins du volcanisme synorogénique varisque dans le domaine centre-armoricain. 5^e R.A.S.T., Rennes, p. 256.
- GUIGUES J. et DEVISMES P. (1959) — La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 71, 171 p.
- GUILCHER A. (1948) — Sur la constitution des Monts d'Arrée. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 282-284.
- GUILCHER A. (1951) — Sur les grès de Saint-Michel-de-Braspars et de Toussaines. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 141-142.
- GUILCHER A. (1973) — Un couple de flèches littorales actuelles dans la rivière de Daoulas (rade de Brest). *Penn ar Bed*, n° 73, pp. 126-129.
- GUILCHER A., VALLANTIN P., ANGRAND J.-P. et GALLOY P. (1957) — Les cordons littoraux de la rade de Brest. *Bull. C.O.E.C.*, vol. 9, pp. 21-54.
- GUILCHER A. et PRULEAU (1962) — Morphologie et sédimentologie sous-marines de la partie orientale de la rade de Brest. *Bull. Sect. Géographie*, t. LXXV, pp. 81-116.
- GUILCHER A. et MOIGN A. (1973) — Une grève litée littorale près du loc'h de Landévennec (Rade de Brest). *Penn ar Bed*, 73, pp. 79-85.
- HALLEGOUËT B. (1976) — Les formations de remblaiement des vallées¹ mortes de la presqu'île de Crozon. *Norvis*, n° 92, pp. 615-622.
- HALLEGOUËT B. et MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977) — Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Assoc. Géogr. franç.*, n° 441, pp. 81-89.
- LE MENN J. (1970) — Les Crinoïdes du Siegenien supérieur de la rade de Brest (Finistère). Éd. Fac. Sci. Brest, 107 p., 8 pl.
- LE MENN J., PLUSQUELLEC Y., MORZADEC P. et LARDEUX H. (1976) — Incursion hercynienne dans les faunes rhénanes du Dévonien inférieur de la rade de Brest (Massif armoricain). *Palaeontographica*, Abt. A, 153, Lfg 1-3, pp. 1-61.

- LEUTWEIN F. (1968) — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sc. de la Terre*, Nancy, 11, 84 p.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J. et ZIMMERMANN J.-L. (1969) — Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sc. de la Terre*, Nancy, 14, 4, pp. 329-358.
- LUCAS G., COLLOMB P. et BEAUDOU A. (1968) — Contribution à l'étude pétrographique de la montagne d'Arrée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, (1967), pp. 170-176.
- LUCAS G., LANG J. et LE VOT B. (1968) — Contribution à l'étude de la région de la montagne d'Arrée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, (1967), pp. 177-183.
- MAILLET P. (1977) — Étude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif armoricain. Implications géotectoniques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 134 p.
- METAIS D. (1960) — Pétrographie des kersantites et autres roches filoniennes de la rade de Brest (Finistère). Thèse 3^e cycle, Paris, 126 p.
- MILON Y. (1923) — Sur la faune et l'âge du calcaire carbonifère de Saint-Ségal (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 176 : 591.
- MORZADEC P. (1969) — Le Dévonien de la rive nord de la rivière du Faou (Finistère). Étude stratigraphique. Étude des Trilobites. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, pp. 1-58.
- MORZADEC P. (1976) — Le Dévonien et le Carbonifère du flanc nord du synclinorium de Châteaulin (Massif armoricain), une coupe le long de la voie express Brest—Quimper. *Bull. B.R.G.M.*, section I, n° 1, 2^e sér., pp. 39-48.
- MORZADEC P. (1979) — Lithologie et Conodontes de l'Emsien au Famennien dans la rade de Brest (Massif armoricain). *Geologica et Paleontologica*, Marburg.
- MORZADEC P., PARIS F., PELHÂTE A. et STREEL M. (1975) — Datation par les spores du début de la sédimentation carbonifère dans l'Ouest du synclinorium de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 281, D, pp. 1955-1958.
- PELHÂTE A. (1973) — Précisions sur l'âge de la sédimentation carbonatée dans l'Ouest du bassin de Châteaulin et conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, D, pp. 2305-2307.
- PELHÂTE A. (1980) — Quelques formations sédimentaires synorogéniques du cycle varisque. Exemple armoricain. In «Géologie de la France», Congrès intern. géol., Paris.
- PLUSQUELLEC Y. éd. (1980) — Les schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur, Massif armoricain). Sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 23, 317 p., 70 fig., 42 pl.

- PLUSQUELLEC Y. et SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P. (1973) — Révision de *Combo-phyllum osismorum* M.E. et H., 1830 (Tétracoralliaire dévonien). *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, 1972 (3), 100, pp. 411-460.
- PRUVOST P. (1949) — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, 7, pp. 345-360.
- PRUVOST P. et WATERLOT G. (1940) — Sur la structure du flanc nord du bassin de Châteaulin. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 42, n° 203, pp. 35-42.
- PULLON BOBLAYE M. (1827) — Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, t. 15, pp. 49-116.
- RENAUD A. (1938) — La faune couvinienne de la rivière du Faou (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouvelle sér., 1939, pp. 25-26.
- RENAUD A. (1942) — Le Dévonien du synclinorium médian Brest—Laval : stratigraphie, paléontologie. *Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, t. 7.
- RENAUD A. (1965) — Contribution à l'étude de quelques gisements fossilifères de la rive nord de la rivière du Faou (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouvelle sér., pp. 67-89.
- ROLET J. et THONON P. (1978) — Les filons hypovolcaniques marqueurs de cisaillements hercyniens dans le Finistère (Massif armoricain). 6^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Orsay, 25-27 avril 1978, p. 339.
- ROLLAND Y. (1972) — Fours à chaux et gisements calcaires du Finistère. *Penn ar Bed*, 68, Brest, pp. 197-213.
- SAGON J.-P. (1973) — Phases de déformation et métamorphisme dans le Paléozoïque de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 276, pp. 1961-1963.
- VIGNERESSE J.-L. (1978) — Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse Dr. ingénieur, Univ. Rennes, 91 p.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Brest* (57) :

1^{re} édition (1902) et 2^e édition (1949), par Ch. BARROIS.

3^e édition (1972), par L. CHAURIS, B. HALLEGOUËT, C. BABIN, Y. PLUSQUELLEC, P. MORZADEC et P. THONON.

Feuille *Morlaix* (58) :

1^{re} édition (1905), par Ch. BARROIS.

2^e édition (1962), par P. PRUVOST, Ch. DELATTRE, E. JÉRÉMINÉ et G. WATERLOT.

Feuille *Châteaulin* (73) :

1^{re} édition (1886) et 2^e édition (1949) par Ch. BARROIS

Cartes géologiques à 1/320 000

Feuille *Brest-Lorient* :

1^{re} édition (1943), par P. PRUVOST, P. COMTE et G. WATERLOT.

2^e édition (1970), par L. CHAURIS, J. COGNÉ et Y. KERRIEN.

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

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

Cartes sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000

Feuille *Brest*, 1^{re} édition (1968), par F. HINSCHBERGER.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays de la Loire, rue Henri Picherit, 44000 Nantes, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la notice, dont la coordination a été assurée par C. BABIN, est définie comme suit :

- Introduction : C. BABIN
- Aperçu géomorphologique : J. GARREAU
- Description des terrains :
 - Paléozoïque
 - Ordovicien-Silurien : C. BABIN, M. MELOU et Y. PLUSQUELLEC
 - Dévonien : C. BABIN, P. MORZADEC et Y. PLUSQUELLEC
 - Carbonifère : A. PELHÂTE
 - Formations éruptives
 - Massif granitique de Commana : L. CHAURIS
 - Formations filoniennes : P. THONON
 - Tectonique et évolution métamorphique : J.-R. DARBOUX
 - Quaternaire : B. HALLEGOUËT
 - Géologie marine : B. HALLEGOUËT
- Ressources du sous-sol et exploitations :
 - Hydrogéologie : P. THONON
 - Substances minérales : L. CHAURIS et J. GUIGUES