



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

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# BREST

Y compris cartographie  
des sédiments de la rade

IV-17



**BREST**

La carte géologique à 1/50 000  
BREST est recouverte par la coupure  
BREST (N° 57)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



# NOTICE EXPLICATIVE

## SOMMAIRE

Pages

INTRODUCTION.....	2
DESCRIPTION DES TERRAINS .....	3
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET GRANITIQUES DU</i> <i>PAYS DE LÉON.....</i>	3
<b>Gneiss de Brest</b> .....	5
<b>Schistes cristallins au Nord des Gneiss de Brest</b> .....	9
<b>Granodiorites</b> .....	10
<b>Massif granitique de Saint-Renan—Kersaint</b> .....	10
<i>BRIOVÉRIEN</i> .....	12
<i>PALÉOZOÏQUE</i> .....	14
<b>Paléozoïque au Sud de la faille de l'Elorn</b> .....	14
<b>Paléozoïque au Nord de la faille de l'Elorn</b> .....	24
<b>Tectonique des formations paléozoïques</b> .....	25
<b>Évolution métamorphique du Paléozoïque</b> .....	25
<i>FORMATIONS FILONIENNES DIVERSES</i> .....	27
<i>FORMATIONS TERTIAIRES</i> .....	30
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i> .....	31
<i>GÉOLOGIE MARINE</i> .....	35
<b>Socle</b> .....	35
<b>Dépôts meubles</b> .....	36
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....	38
<i>HYDROGÉOLOGIE</i> .....	38
<i>GÎTES MINÉRAUX</i> .....	40
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE .....	44
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i> .....	44
<i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....	44
<i>CARTES CONSULTÉES</i> .....	49
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> .....	49
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i> .....	50
AUTEURS .....	50
ANNEXE .....	51
<i>TABLEAU I - ANALYSES CHIMIQUES</i> .....	51
<i>TABLEAU II - ANALYSES CHIMIQUES</i> .....	52

## INTRODUCTION

• Situé aux approches de l'extrémité occidentale du Massif armoricain, le territoire couvert par la feuille Brest (Finistère) s'étend sur *deux ensembles géologiques différents* : au Nord, le Pays de Léon, avec ses formations cristallophylliennes développées aux dépens d'un matériel précambrien et recoupées par des massifs granitiques hercyniens ; au Sud, les presqu'îles de Plougastel et de Crozon, constituées essentiellement de formations paléozoïques (Ordovicien, Silurien, Dévonien) très peu métamorphiques, recoupées par des microgranites, des kersantites et des dolérites tardihercyniens. Le complexe schisto-gréseux briovérien de la vallée de l'Elorn sépare les deux domaines.

Les terrains paléozoïques, transgressifs sur les formations briovériennes plissées lors de l'orogénèse cadomienne, ont subi, à leur tour, l'action des mouvements hercyniens. Aucun sédiment mésozoïque n'a été observé dans le périmètre de la feuille. Quelques dépôts tertiaires sont conservés dans la vallée de l'Aber-Ildut, la vallée de l'Elorn et les vallées mortes de la presqu'île de Crozon. Des revêtements quaternaires pelliculaires (dépôts périglaciaires, alluvions fluviales, recouvrements dunaires) peuvent masquer le substratum ancien.

• *La pénéplaine post-hercynienne* a été maintes fois remaniée. L'inégale résistance à l'érosion des différentes roches, le creusement par les eaux de ruissellement des zones de faiblesse constituées par des accidents d'orientation variée, l'envahissement par la mer des secteurs déprimés ont créé une *morphologie complexe*.

— *Le relief appalachien* est particulièrement développé dans les terrains sédimentaires : succession de chicots dans les quartzites arenigiens au Sud de l'Elorn, réapparaissant dans les hauts-fonds qui divisent en deux parties le goulet de Brest (écueil de Mengant) ; dorsales de Grès armoricain en presqu'île de Crozon, se poursuivant dans l'Iroise par une succession de récifs (Tas de Pois en face de Pen-Hir) ; échines de schistes et quartzites du Dévonien inférieur en presqu'île de Plougastel ; dépressions dans les schistes briovériens de l'Elorn et dans les schistes siluriens de la presqu'île de Crozon. La morphologie appalachienne est également sensible dans les terrains cristallophylliens : dorsale des gneiss de Brest armés de quartzites ou de quartz, dépressions dans les micaschistes du Conquet.

— En Pays de Léon, le tracé de la plupart des *vallées*, nettement oblique par rapport à l'orientation des formations cristallophylliennes et granitiques, est en relation directe avec le passage de fractures transversales. La ligne de partage des eaux est ici singulièrement dissymétrique et très proche du Goulet de Brest, vers lequel descendent directement de petits ruisseaux encaissés dans des vallées profondes. La vallée démesurément élargie de l'Aber-Ildut correspond à un ancien réseau hydrographique, à présent démantelé ; par la Penfeld inférieure coulant alors du Sud vers le Nord, l'Aber-Ildut recevait les eaux de l'Elorn et des rivières du Sud de la rade de Brest ; le seuil de Castel an Daol marque encore actuellement la ligne indécise de partage des eaux entre l'Aber-Ildut et un affluent de la Penfeld.

— La mer recouvre une partie importante du territoire de la feuille. Les eaux marines s'insinuent profondément dans les terres. La rade de Brest constitue une petite mer intérieure. Le cours inférieur des vallées est transformé en ria. Les chenaux immergés de l'Elorn et de l'Aulne peuvent être suivis dans la rade.

La côte méridionale du Léon, à l'Ouest de Brest, est le plus souvent élevée ; la plateforme littorale est réduite ; les falaises, qui, comme celles de Toulbroc'h, reçoivent directement la houle du large, présentent une «morphologie de lacération» (A. Guilcher). La façade atlantique de la presqu'île de Crozon offre de hautes falaises dans le Grès armoricain (le Toulanguet, Pen-Hir) et les Schistes et Quartzites de Plougastel (Roscanvel).

• Le paysage ancien a été profondément modifié par l'intensification de *l'occupation humaine*. Les landes d'ajoncs couvrent encore d'assez vastes surfaces sur le Grès armoricain, particulièrement stérile, de la presqu'île de Crozon et, dans une moindre mesure, sur les schistes et quartzites gédinniens. L'agriculture est dominée par l'élevage bovin ; l'extension des herbages est favorisée par un climat doux et humide ; les emblavures consacrées au maïs augmentent rapidement. Dans la presqu'île de Plougastel, la célèbre culture des fraises en pleine terre a été complétée par une production maraîchère diversifiée sous serres.

L'activité humaine la plus importante dans la transformation des sites naturels est liée directement aux qualités nautiques de la rade de Brest et à sa position stratégique près du débouché de la Manche dans l'Atlantique. *Le port de guerre* s'est d'abord installé dans la profonde ria de la Penfeld dont les rives rocheuses ont été partout entaillées. Il a ensuite débordé largement vers l'Ouest, au pied des falaises maintenant séparées de la mer par de vastes terre-pleins. Les activités de la Marine nationale s'étendent également dans la partie méridionale de la rade (base des sous-marins nucléaires de l'île Longue). *Le port de commerce* s'est développé à l'Est de la Penfeld ; son activité la plus spectaculaire concerne la réparation des pétroliers géants (cale de radoub accessible aux navires de plus de 200.000 tonnes ; travaux en cours (1976) pour la création d'une nouvelle cale de radoub). Le développement de la *ville de Brest*, de part et d'autre de la Penfeld, a gagné les communes voisines, regroupées en une communauté urbaine de 200.000 habitants.

• Les *conditions du lever géologique* découlent des remarques précédentes.

— Les *rivages découpés*, souvent escarpés, fournissent des affleurements excellents, accessibles à basse mer. Falaises et estrans de la presqu'île de Crozon offrent les meilleures coupes de l'Ouest de la France pour l'étude des terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens.

— Dans *l'intérieur des terres*, au contraire, la pénéplation, l'altération superficielle, la solifluxion quaternaire, aggravées par le développement des herbages et de l'occupation humaine, créent de sérieuses difficultés d'observation. Un lever minutieux, «champ par champ», précédé par un examen attentif des photographies aériennes, est souvent rendu possible par la présence de formations résistantes (quartzites, mylonites, microgranites, quartz, etc.). Malgré tout, les limites entre des formations peu différenciées restent arbitraires ; le tracé de certaines failles demeure parfois délicat ; en fait, les accidents tectoniques sont indubitablement plus nombreux qu'il n'a été indiqué sur la carte.

— Dans *les zones immergées*, la densité des observations reste encore assez faible. Le socle rocheux a été reconnu en quelques points par sondages ; parfois, la morphologie a permis de prolonger les formations observées à terre. La couverture sédimentaire meuble a fait l'objet de dragages (voir le chapitre consacré à la géologie marine).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET GRANITQUES DU PAYS DE LÉON

*Les formations cristallophylliennes* de la partie méridionale du Pays de Léon se sont développées *aux dépens du Briovérien*. Le métamorphisme croît du Sud au Nord : schistes de l'Elorn, de faciès *schistes verts* ; micaschistes du Conquet appartenant au sub-faciès staurotide du faciès amphibolite-almandin ; gneiss à sillimanite de Ploumoguier ; gneiss migmatitiques et migmatites de Plouarzel. Entre les schistes de l'Elorn et les micaschistes du Conquet s'intercale une puissante masse granito-gneissique, connue depuis Barrois sous le nom de Gneiss de Brest. Au Sud, cet ensemble

présente un cachet « granitoïde » (texture, enclaves, métamorphisme de contact) ; au Nord, par contre, la texture est gneissique. Ces gneiss « septentrionaux » ont été interprétés (R. Taylor) comme le résultat de la croissance du métamorphisme général sur le complexe méridional : ce serait des orthogneiss ; une partie du complexe « septentrional » pourrait cependant admettre des paragneiss.

L'âge du métamorphisme reste sujet à discussion : hercynien pour les uns, cadomien pour les autres. Cette dernière interprétation s'appuie sur des *observations stratigraphiques* [transgression de l'Arenig, tant sur les schistes de l'Elorn que sur les gneiss de Brest, dans la vallée de l'Elorn, feuille Landerneau (Chauris et Hallégouët, 1973)] et *géochronologiques* [isochrone Rb/Sr sur roche totale à  $690 \pm 40$  M.A., à partir d'une douzaine d'échantillons prélevés dans les différents faciès des Gneiss de Brest (Adam, 1967)] ; par ailleurs, la granodiorite de la pointe des Renards près du Conquet, dont la mise en place est fixée à  $565 \pm 40$  M.A. par isochrone Rb/Sr sur roche totale (6 échantillons) (Adams, 1967) renferme des enclaves de roches métamorphiques (R. Taylor).

*D'importants accidents tectoniques* affectent la bordure méridionale du Pays de Léon, suivant la direction générale W.SW—E.NE. Ils sont particulièrement sensibles dans les Gneiss de Brest, surtout à l'Est de la ville, où la texture cataclastique est générale ; en outre, des *bandes mylonitiques* apparaissent, soit à proximité du contact avec les schistes briovériens (carrière de Mescalon), soit en pleine masse granito-gneissique (carrière de Goarem-Vorz) ; des filons de quartz sont parfois liés à la silicification des zones broyées. La *faille de l'Elorn sensu stricto*, qui, au Sud de la vallée de l'Elorn, met localement en contact Ordovicien et Dévonien, n'est en fait qu'un des éléments du système de failles parallèles qui jalonnent les confins méridionaux du Pays de Léon. Ces accidents révèlent l'existence d'une large zone de faiblesse dont l'établissement remonte au Cadomien (axe du futur Gneiss de Brest) et dont les rejeux se sont poursuivis au cours du Paléozoïque (limite paléogéographique) et lors des mouvements hercyniens (Léon précambrien en horst vis-à-vis du graben paléozoïque du Finistère central) (Chauris et Hallégouët, 1973).

*Un linéament tectonique* à caractère de cou lissage horizontal, d'orientation E—W, cisaille les différentes formations cristallophylliennes W.SW—E.NE. Cet accident est un élément du linéament Molène—Moncontour (Chauris, 1969) qui affecte toute la Bretagne occidentale et qui semble se poursuivre plus à l'Est jusqu'aux environs d'Alençon. Dans les limites restreintes de la feuille Brest, le sens du déplacement ne peut être mis en évidence. Par contre, plus à l'Est, au Sud de Morlaix, il a pu être établi qu'il s'agit d'un *coulisage dextre horizontal* d'une vingtaine de kilomètres (Chauris et Garreau, 1975). Il n'est pas encore possible de dire si l'ampleur du déplacement est toujours aussi considérable aux environs de Brest. Dans cette région, la largeur totale de la zone affectée par l'écrasement est d'environ 2 km près de Lamber. Entre les zones intensément écrasées, allant jusqu'à la formation d'*ultra-mylonites* où la nature du matériau originel n'est plus reconnaissable, apparaissent des zones relativement peu écrasées. Les mylonites, *verticales*, semblent se relayer en échelon. L'*obliquité* de l'accident par rapport aux structures antérieures est bien visible, même dans le cadre limité de la feuille Brest. L'accident linéamentaire recoupe successivement d'Ouest en Est : le granite de Saint-Renan, le granite de Kersaint, les gneiss et micaschistes du Conquet ; plus à l'Est encore, au-delà des limites de la feuille, il affecte à son tour le Gneiss de Brest. L'âge de ce cisaillement est certainement *hercynien* puisqu'il mylonitise le granite de Saint-Renan dont la mise en place est fixée aux alentours de 320-330 M.A. Près de Lamber, les mylonites sont recoupées par l'extrémité méridionale du grand filon microgranitique qui traverse le Bas-Léon selon une direction méridienne (Chauris et Hallégouët, inédit) et dont l'âge est de  $282 \pm 5$  M.A. (Vidal, inédit). Le coulisage a donc eu lieu entre 320 et 280 M.A. Selon toute probabilité, il semble proche de la mise en place du granite de Saint-Renan qu'il paraît avoir accompagné et suivi de près.

Les observations effectuées plus à l'Est, au Sud de Morlaix, conduisent à la même interprétation : le granite de Lannéanou constitue un étroit feuillet mylonitique dont Tétirement entre les granites de Plouaret et de Commana est manifestement lié au coulisage ; l'époque de ce coulisage est établie par le fait que le déplacement a accompagné et suivi la mise en place du granite de Lannéanou, indissociable de la mise en place du granite de Plouaret fixée à 310-320 M.A.

### **Gneiss de Brest**

L'importante surface occupée sur la feuille par la formation connue sous le nom de Gneiss de Brest, les interprétations diverses auxquelles ce complexe a donné lieu et, enfin, les problèmes non encore résolus, obligent à consacrer à ce chapitre un assez long développement.

Les Gneiss de Brest affleurent depuis la pointe de Saint-Mathieu à l'Ouest jusqu'à Guiclan à l'Est, soit sur environ 70 km de long ; leur largeur est variable : près de 5 km à l'Ouest de Brest ; 0,7 km seulement au Nord de Landerneau.

E. de Fourcy (1844) semble le premier auteur à avoir décrit les Gneiss de Brest avec quelques précisions. Ces gneiss, dit-il, «forment depuis le phare de Saint-Mathieu jusqu'à Landerneau, une longue bande dirigée W.SW—E.NE... Le port de Brest, taillé presque entièrement dans le roc, laisse voir de tout côté, d'excellentes coupes de terrain. Indépendamment de la direction générale des strates qui est W.SW—E.NE, la roche offre des fendillements de sens variable qui, au premier coup d'oeil, peuvent induire en erreur sur la stratification du terrain. L'inclinaison est constamment vers le Sud... Au Nord, (le) passage (des gneiss) au micaschiste est souvent difficile à saisir. Vers le Sud, au contraire, leur texture est granitoïde et ils se rapprochent du granite».

En 1889, Ch. Barrois étudie les relations des Gneiss de Brest avec les schistes de l'Elorn. Ces schistes, dit-il, «sont graduellement modifiés : tout d'abord micacés, puis ensuite pénétrés de telle façon par les éléments du granite de Kersaint qu'ils passent... au gneiss de Brest. Le passage graduel, du schiste au schiste micacé, et au gneiss, observé pas à pas sur le terrain, est confirmé par le fait que l'on peut suivre dans le gneiss les lits de quartzite grenu, blanc, signalés dans les schistes et qui ont résisté à l'injection feldspathique». En 1902, Ch. Barrois résume ses observations antérieures en considérant les Gneiss de Brest comme un «granite feuilleté» dû à la pénétration, au Carbo-nifère, des schistes briovériens de l'Elorn par les éléments du granite de Kersaint.

En 1928, pour Y. Milon, le métamorphisme est également d'âge hercynien, mais le matériel transformé ne doit pas être beaucoup plus ancien (en majeure partie dévono-carbonifère). En 1943, P. Pruvost et ses collaborateurs se rallient à l'opinion de Y. Milon. En 1934, J. de Lapparent attribue une partie des gneiss de Brest à une feldspathisation, en relation avec le granite de Trez-Hir (= granodiorite de Trégana), de schistes cristallins préexistants. En 1954, L. Berthois, dans une étude pétrographique de l'arsenal de Brest et de ses environs, subdivise les roches de ce secteur en deux formations : les ectinites et les embréchites ; il conclut que les embréchites (= Gneiss de Brest) dérivent des ectinites (schistes de l'Elorn) par transfert magmatique à dominante sodique. En 1965, L. Chauris et J. Michot montrent que les Gneiss de Brest ne représentent en aucune façon le faciès de bordure du granite de Kersaint qu'ils débordent largement tant à l'Ouest qu'à l'Est ; ils estiment, à cette date, que le complexe géologique compris entre l'Elorn et le Conquet aurait constitué à l'origine un ensemble concordant, ayant subi un métamorphisme croissant vers le Nord. Le caractère si particulier des Gneiss de Brest s'expliquerait par leur composition originelle, à dominante arkosique, et par leur écrasement, postérieur au métamorphisme général, le long de la bordure méridionale du domaine cristallophyllien du Pays de Léon. En 1965, J.T. Renouf confirme l'interprétation de Ch. Barrois sur l'âge briovérien des schistes de l'Elorn. Peu après, R. Taylor, dans un important travail sur l'extrémité sud-ouest du Léon, décrit en détail l'évolution des Gneiss de Brest. Il établit l'origine granodioritique de la partie méridionale du complexe ; il considère que sa partie septen-

trionale résulte de l'intensité croissante du métamorphisme général cadomien sur la granodiorite préexistante. Ces conclusions sont reprises en 1969 par Bishop, Bradshaw, Renouf et Taylor. En 1967, les mesures géochronologiques effectuées par Adams appuient les idées de R. Taylor sur l'âge précambrien des Gneiss de Brest (690 ± 40 M.A.). En 1969 et 1970, J. Michot et S. Deutsch étudient les âges U/Pb de zircon des Gneiss de Brest et des formations encaissantes ; ils concluent qu'une partie de la population en zircon des Gneiss de Brest est héritée et détritique, et donc reliée à l'assimilation des sédiments dans lesquels s'est mis en place un magma granodioritique. Enfin, en 1974, L. Chauris et B. Hallégouët établissent que les formations siliceuses cartographiées dans la région occupée par les Gneiss de Brest appartiennent à trois ensembles d'origine et d'âge différents : anciens niveaux gréseux briovériens, quartzites arenigiens primitivement discordants et actuellement conservés dans des synclinaux pincés, filons de quartz directionnels hercyniens. Ainsi, la transgression arenigienne s'est étendue sur le socle métamorphique précambrien du Léon méridional qui a été fortement repris lors des mouvements hercyniens.

*En résumé*, les différentes opinions émises sur la nature et sur l'âge des Gneiss de Brest peuvent être schématisées de la manière suivante :

- *nature* : feldspathisation d'une série schisto-gréseuse (complexe de l'Elorn) ;
  - métamorphisme d'un complexe à dominante détritique originelle ;
  - intrusion magmatique antérieure au métamorphisme général.
- *âge* : cadomien aux dépens de formations briovériennes ;
  - hercynien aux dépens de formations briovériennes ;
  - hercynien aux dépens de formations paléozoïques.

Les observations nouvelles effectuées à l'occasion des levés pour l'établissement de la feuille Brest à 1/50 000, ainsi que l'étude critique des travaux antérieurs conduisent à considérer les faits suivants comme bien établis à présent : âge briovérien des schistes de l'embouchure de l'Elorn (faciès identique aux formations de la baie de Douarnenez recouverts en discordance par le Paléozoïque inférieur) ; origine magmatique de la partie méridionale du complexe des Gneiss de Brest (texture, enclaves énallogènes, métamorphisme de contact) ; importance des processus d'écrasement dans les Gneiss de Brest (cataclase, mylonitisation) ; absence de toute relation génétique entre les Gneiss de Brest et le massif granitique de Kersaint. Les points suivants, par contre, mériteront d'être précisés ultérieurement : tous les Gneiss de Brest ont-ils une origine magmatique ? ; certains gneiss «septentrionaux» ne sont-ils pas des paragneiss ? ; l'âge du métamorphisme est-il réellement cadomien comme paraissent bien l'établir les observations stratigraphiques et géochronologiques actuelles ? ; rôle des événements hercyniens, en particulier dans l'écrasement ?

Les observations suivantes sont circonscrites dans les limites de la feuille Brest.

*caγ<sup>As</sup>*. **Partie méridionale des Gneiss de Brest.** Dans leur partie méridionale, les Gneiss de Brest présentent, à l'œil nu, l'aspect d'un granite plus ou moins *cataclastique*. Les échantillons frais offrent une teinte gris bleuté due à la couleur des quartz et à la chloritisation des biotites ; altérés, ils prennent une teinte brunâtre par suite de la destruction de la pyrite. Parfois, le grain est assez fin comme à la pointe du Diable ; en d'autres points, comme sur le côté ouest de la pointe du Portzic, la texture est porphyroïde (phénocristaux de plagioclase atteignant 2 cm) (R. Taylor) ; en règle générale, la dimension du grain est de 2 à 3 mm. La texture cataclastique est très largement répandue dans la masse même de la roche, particulièrement à l'Est de Brest ; ces différences dans l'intensité de la cataclase ont été schématisées, sur la carte, par deux figurés ; il importe cependant de remarquer que les limites entre ces deux domaines restent impossibles à tracer d'une manière précise.

A cette texture cataclastique d'ensemble se surimposent fréquemment des *bandes mylonitiques* d'orientation générale N 70°E (carrière de Goarem-Vorz et Mescalon, environs de Mengam et du Minou, etc.). Localement, le feuilletage de cataclase est recoupé par des *mylonites subverticales orientées E—W*, avec stries subhorizontales

indiquant un cou lissage (bons exemples entre les forts du Minou et du Mengant).

La composition minéralogique correspond à une *granodiorite d'affinité trondhémitique* (R. Taylor) : quartz (35%), oligoclase sodique (An 12-15) (~ 30 %), feldspath potassique rare (1 à 3%), biotite (chlorite) (~10%), muscovite (séricite) (15-20%). Quand la cataclase n'est pas trop importante, la texture est granulaire et xénomorphe ; ailleurs, elle est cloisonnée et orientée ; les feldspaths sont fracturés ; le quartz, fortement granulé, est groupé en agrégats lenticulaires allongés parallèlement les uns aux autres et séparés par de fines linéoles dans lesquelles sont associés les micas plus ou moins déformés. Le tableau I fournit les analyses chimiques de 5 échantillons.

Les *enclaves énallogènes* sont extrêmement nombreuses et constituent l'une des caractéristiques les plus remarquables de la granodiorite. Elles offrent un aspect ovoïde ou lenticulaire ; leur grand axe est aligné parallèlement au contact. Elles présentent généralement une origine sédimentaire et peuvent être rattachées sans ambiguïté au Briovérien encaissant. Les enclaves les moins transformées ont la texture typique des cornéennes et sont constituées de biotite, muscovite et quartz ; le pourcentage de matériel quartzo-feldspathique augmente avec l'intensité de la transformation. En quelques points (Dellec, Minou), les enclaves renferment des silicates calciques (grenat plus ou moins remplacé par clinzoïsite) : elles dérivent alors probablement de l'assimilation d'un grès calcaireux qui n'a pas été reconnu dans le Briovérien voisin (R. Taylor). Les nombreuses inclusions elliptiques de quartz associées aux enclaves représentent vraisemblablement des fragments corrodés de veines quartzueuses des schistes briovériens. Au Dellec, un vaste ensemble de roches basiques altérées est enclavé dans la granodiorite ; ces enclaves montrent les traits caractéristiques de roches basiques ayant subi une recristallisation sous l'influence d'un magma granitique. Les textures ophitiques sont progressivement détruites ; le pyroxène est remplacé par l'amphibole ; la recristallisation s'accompagne d'une croissance de la taille des grains et de la teneur en quartz (R. Taylor) (voir *infra*).

Les *contacts* entre la granodiorite et les schistes de l'Elom sont typiquement intrusifs (voir par exemple la coupe près de la centrale électrique du Portzic). Les schistes sont transformés en cornéennes. Des cristaux d'andalousite se sont développés localement à proximité du contact ; plus loin, les schistes présentent une texture tachetée caractéristique (voir *infra*).

En résumé, comme l'ont établi les observations de R. Taylor, texture, enclaves et métamorphisme de contact indiquent sans ambiguïté l'*origine magmatique* de la partie méridionale des Gneiss de Brest.

La granodiorite a subi l'*influence d'un métamorphisme général* postérieurement à sa mise en place. R. Taylor a montré que les limites de faciès pouvaient être grossièrement précisées grâce à la présence de formations basiques ou sédimentaires dans les Gneiss de Brest. A Baradozic, à l'embouchure de l'Elom, les schistes présentent une paragenèse correspondant au niveau le plus faible du faciès schistes verts (sub-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite). A l'Ouest de Brest, la transition au sub-faciès quartz-albite-épidote-biotite correspond approximativement à la ligne de contact entre les schistes et les Gneiss de Brest, à la pointe du Portzic et à la pointe du Diable. Au Nord de cette ligne et à l'Ouest du Dellec, la biotite est généralement conservée ; un dyke basique observé un peu à l'Ouest du Minou indique le sub-faciès quartz-albite-épidote-biotite.

$\gamma^{\text{AC}}$ . **Partie septentrionale des Gneiss de Brest.** La *zone de passage* entre la granodiorite cataclastique, située dans l'épizone et les gneiss mésozonaux reconnus à l'Ouest de la grève de Déolen où un dyke, complètement recristallisé, montre une paragenèse caractéristique du faciès amphibolite-almandin, est marquée par une *bande de granodiorite feuilletée parfois à texture phyllonitique*, située encore dans l'épizone comme en témoigne la présence de septa schisteux. Cet ensemble feuilleté, qui paraît bien dériver du laminage de la granodiorite méridionale, affleure sur environ 500 mètres

de large entre la crique de Toulbroc'h et la grève de Déolen ; il a pu être suivi, avec difficulté, à l'intérieur, vers l'Est, jusqu'au vallon de la Maison Blanche ; plus à l'Est, sa distinction n'a pas encore été possible. Situé au Sud du domaine mésozonal, il pourrait marquer, en même temps qu'une discontinuité tectonique, une discontinuité zonéogéographique. Les difficultés du lever cartographique, à l'intérieur des terres, ont conduit à le rattacher, *provisoirement*, sur la carte, à la partie septentrionale des Gneiss de Brest, dont il se distingue, cependant, entre autres caractères, par son faciès métamorphique moins élevé.

La mise en évidence de tels contacts anormaux incite à la prudence au sujet de l'origine de la *partie septentrionale* proprement dite *des Gneiss de Brest*. Représentent-ils encore en totalité la granodiorite métamorphique, sous un faciès mésozonal ? ; des paragneiss ne pourraient-ils être associés à ces orthogneiss ? L'existence de paragneiss est suggérée par le contraste, révélé en particulier par la coupe des falaises aux environs de la pointe de Saint-Mathieu (feuille le Conquet), entre un puissant niveau de gneiss, très vraisemblablement d'origine « ortho », et certains gneiss, associés à une série diversifiée, avec niveaux de quartzites et de micaschistes, qui évoque une séquence sédimentaire (arkoses ou tufs, pélites). Sur le territoire de la feuille Brest, la mise en évidence, au sein des gneiss, d'un puissant niveau de quartzites (voir *infra*), suivi *régulièrement* sur 11 km, irait plutôt dans le sens d'une origine « para » des roches encaissantes. Quoiqu'il en soit, la composition chimique des gneiss septentrionaux est différente de celle de la granodiorite méridionale : teneur en chaux plus élevée, teneur en potasse plus faible (tableau I, n° 6 et 7). Ce caractère relativement basique se traduit localement par la présence de hornblende (carrière de Pont-Cabioch). Les Gneiss de Brest septentrionaux présentent fréquemment une nette linéation minérale qui provoque, lors de l'altération, un défilé en esquilles allongées.

η3. **Épidiorites du Dellec.** Au Oellec, la partie méridionale des Gneiss de Brest (granodiorite) enclave un ensemble de roches de composition dioritique. Les affleurements, uniquement visibles sur l'estran et dans la falaise, sont constitués par une succession de petits amas plus ou moins isolés, atteignant quelques dizaines de mètres d'extension et pouvant même se réduire à des enclaves décimétriques disséminées. Ces xénolites, étudiés en détail par R. Taylor, présentent une grande variété texturale, depuis les types à grain fin (~ 1 mm) jusqu'aux types à gros grain (~ 1 cm) ; ils sont, le plus souvent, intermédiaires entre ces deux extrêmes. Les variétés à grain fin sont des diorites avec labrador (An 60) altéré en séricite et clinozoisite, associé à une amphibole fibreuse très pâle ; les amphiboles montrent fréquemment des relations ophitiques ou subophitiques avec les feldspaths, ce qui suggère qu'elles proviennent d'un ancien pyroxène ; présence d'un peu de biotite, plus rarement d'amphibole brune ; absence de quartz. La transition aux diorites de taille intermédiaire se traduit par la perte progressive de la texture ophitique relique et le développement d'une texture plus ou moins xénomorphe ; le plagioclase devient plussodique (An 50) ; l'amphibole peut être entourée par une variété pléochroïque verte ; le quartz peut apparaître. Les variétés à gros grain se rapprochent de la texture appinitique. Ces diorites dérivent de la transformation métasomatique de roches basiques préexistantes, d'origine magmatique (vraisemblablement gabbro), incluse à l'état solide dans le magma granodioritique (Gneiss de Brest) ; elles peuvent donc être considérées comme des epidiorites. A leur contact immédiat, la composition du Gneiss de Brest a été modifiée (enrichissement en biotite, augmentation de la teneur en chaux du plagioclase).

δ<sup>11</sup>. **Amphibolites.** Les amphibolites sont rares sur le territoire de la feuille Brest et toujours d'extension réduite. Elles représentent d'anciennes intrusions basiques, transformées par le métamorphisme général, dont elles permettent de suivre, comme R. Taylor l'a montré, la croissance vers le Nord, au sein même des Gneiss de Brest. A l'Ouest de la grève du Minou, une amphibolite conserve encore des traces de texture ophitique relique ; elle est constituée d'amphibole très pâle (actinote ?), plagioclase

zoné, quartz, biotite, épidote, sphène, carbonate et correspond au faciès schistes verts. A l'Ouest de la grève de Déolen, une autre amphibolite est essentiellement composée de hornblende, d'andésine, de biotite et de quartz, et caractérise ainsi le faciès amphibolite-almandin. D'autres amphibolites ont été observées dans la partie septentrionale des Gneiss de Brest (carrière de Pont-Cabioç'h) ou dans les formations cristallophylliennes situées encore plus au Nord (Kerhouldry près Penfeld). Le tableau I, n° 8 donne la composition de l'amphibolite de Pont-Cabioç'h.

χ. **Quartzites briovériens.** D'anciens niveaux gréseux briovériens, transformés en quartzites séricitiques, ont été représentés sur la carte dans la partie septentrionale des Gneiss de Brest. Des quartzites sont interstratifiés dans les schistes cristallins du Conquet ou forment de larges septa dans la granodiorite de Trégana. Ils dépassent localement 15 mètres de puissance. Dans les gneiss et les micaschistes, ils présentent une tendance au délitage en plaquettes ; dans la granodiorite de Trégana, ils sont plus massifs et très cristallins : dans ce dernier cas, en effet, l'influence du métamorphisme de contact accompagnant l'intrusion de la granodiorite s'est surimposée à l'action antérieure du métamorphisme général. Ces formations affleurent principalement à l'Ouest de Brest. Ainsi, le banc de Poul-ar-Horet, qui, armant les Gneiss de Brest, joue un grand rôle morphologique au Nord de Saint-Pierre-Quilbignon, a pu être suivi, tronçonné par des failles, sur plus de 10 km, depuis la Cavale Blanche à l'Est, jusqu'à Kerabomès à l'Ouest où il est recoupé par la granodiorite de Trégana. Rectiligne dans la plus grande partie de son parcours, il s'incurve progressivement dans sa partie occidentale. A l'Ouest de Penn-ar-Prat, dans le prolongement de la faille du vallon de Déolen, il a subi une silicification au cours de laquelle il a perdu sa texture en plaquettes. La butte de Coz Castel Coz doit son origine à la résistance des quartzites inclus dans la granodiorite de Trégana.

### Schistes cristallins au Nord des Gneiss de Brest

Les formations regroupées sous ce paragraphe sont, le plus souvent, mal exposées sur la feuille Brest ; elles offrent, par contre, d'excellents affleurements dans les falaises de la feuille voisine (le Conquet) où elles feront l'objet d'une description détaillée.

ξ-ζ. **Micaschistes et gneiss du Conquet.** Le complexe des *Micaschistes et gneiss du Conquet* s'étend au Nord des Gneiss de Brest ; il diminue progressivement de largeur vers l'Est, pour se réduire, aux approches de l'accident linéaire est-ouest, à une bande étroite (~ 100 m) ou même disparaître totalement. Les micaschistes appartiennent essentiellement aux types pélitiques et semi-pélitiques. Cet ensemble à muscovite, biotite, quartz, un peu d'oligoclase, est surtout caractérisé par la présence du *grenat almandin* et de la *staurotide* ; la tourmaline est un constituant mineur des niveaux pélitiques. Les grenats atteignent fréquemment 1 cm de diamètre, parfois quelques centimètres. La longueur des cristaux de staurotide va de 1 à 3 centimètres. Les bancs riches en grenat et en staurotide correspondent au litage des sédiments avant

le métamorphisme ; la staurotide est particulièrement abondante dans les niveaux pélitiques. Il est possible que ces micaschistes représentent l'équivalent des schistes briovériens de l'Elorn sous un faciès métamorphique plus élevé (sub-faciès staurotide du faciès amphibolite-almandin).

ζ. **Gneiss.** — ζM. **Gneiss migmatitiques.** — phyζ. **Gneiss à texture phyllonitique.** De longues *ellipses gneissiques* apparaissent au sein des Micaschistes et gneiss du Conquet ; la principale, qui constitue en particulier la butte de Brendégué, s'étend sur environ 5 km de long. Au droit de Brest, les gneiss sont affectés par l'accident linéaire et présentent alors une *texture phyllonitique* (phyζ) (orientation E—W, foliation subverticale). A l'Ouest de la vallée de l'Aber-Ildut, les gneiss passent progressivement vers le Nord à un complexe de *gneiss migmatitiques* (ζM) et de granites

migmatitiques (environs de Keryaouen), recoupés par le granite de Saint-Renan—Kersaint qui en renferme des enclaves (carrière de Quilimerien).

### Granodiorites

$\gamma^{AR}$ . **Granodiorite de la pointe des Renards.** On a rapporté à cette formation, bien développée sur le domaine de la feuille le Conquet, quelques petites lentilles à texture granoïde, observées dans les gneiss précédents. R. Taylor a établi que la granodiorite de la pointe des Renards (feuille le Conquet) est postérieure aux formations métamorphiques encaissantes dont elle renferme des enclaves. Des mesures géochronologiques (Rb/Sr sur roche totale) ont fixé sa mise en place vers  $565 \pm 40$  M.A. (Adams).

$\gamma^{AT}$ . **Granodiorite de Trégana.** Ce petit massif intrusif recoupe *obliquement* la partie occidentale des Gneiss de Brest, de part et d'autre de l'anse de Bertheaume (feuille le Conquet) ; sa longueur totale est d'environ 13 km ; sa largeur maximale, de 2 km près de Trégana ; au Nord, il injecte les micaschistes du Conquet. Il admet de larges septa de Gneiss de Brest ; les falaises situées à l'Ouest de Déolen montrent d'énormes enclaves gneissiques, parfois basculées. Il envoie de nombreuses apophyses tant dans les Gneiss de Brest que dans les micaschistes, parfois à une certaine distance du massif principal (Kerlembars, Poullic,...). De beaux exemples de dykes, avec d'innombrables enclaves de Gneiss de Brest diversement orientées, peuvent être observés dans les falaises à l'Ouest de Porsmilin ; une partie de ces enclaves est en voie d'assimilation. Près de Coat Kervéan, au Sud de Loc-Maria-Plouzané, la granodiorite présente une texture cataclastique soulignant un écrasement E—W à forte inclinaison sud. Dans la granodiorite, la biotite est souvent répartie de manière hétérogène, en taches ou *schlieren* qui révèlent vraisemblablement une homogénéisation incomplète du matériel gneissique absorbé. Les zones riches en biotite mises à part, la granodiorite est leucocrate. Les plagioclases, zonés (An 17—An 12), trapus, subautomorphes, de section presque carrée, sont prédominants. Quartz et microcline sont interstitiels par rapport à l'oligoclase ; il y a aussi un peu de muscovite. Les analyses modales (R. Taylor) montrent les pourcentages suivants : oligoclase entre 60 et 70 %, quartz entre 20 et 30 %, microcline (3-5%), biotite (~ 2 %), muscovite (1-2 %). Selon toute probabilité, la mise en place de la granodiorite de Trégana peut être rapportée à l'Hercynien.

### Massif granitique de Saint-Renan—Kersaint

Le territoire couvert par la feuille Brest intercepte une partie de la bordure méridionale du vaste massif granitique hercynien de Saint-Renan—Kersaint qui s'étend à travers le Pays de Léon selon la direction générale N 70°E, sur plus de 70 km de long et 2 à 10 km de large. Le massif est entièrement encaissé dans des formations cristallophylliennes (micaschistes, gneiss, migmatites) qu'il recoupe à l'emporte-pièce. Avec une mise en place fixée à 320-330 M.A., il est considéré, dans l'état actuel des connaissances, comme le granite hercynien le plus ancien du Léon. Deux ensembles principaux ont été reconnus : un faciès à gros grain, porphyroïde, ou granite de Kersaint, et un faciès à grain fin ou granite de Saint-Renan. La partie méridionale du massif est intensément affectée par le passage de l'accident linéaire Molène—Moncontour.

$\rho\gamma^2$ . **Granite de Kersaint.** Ce faciès occupe environ la moitié de la surface du massif granitique, principalement sa partie orientale. De teinte gris-blanc, il est caractérisé par son aspect *porphyroïde*, dû à la présence de nombreux cristaux allongés (jusqu'à 4 cm sur moins de 1 cm) de feldspath potassique (microcline ou orthose). En règle générale, la biotite domine sur la muscovite. Dans l'ensemble le granite est très homogène ; il présente localement des accumulations de feldspaths potassiques tandis qu'ailleurs il s'enrichit en biotite. Les analyses chimiques précisent qu'il s'agit d'un granite calco-alcalin à dominante potassique. Au Sud-Ouest de Gouesnou

(feuille Plabennec), le faciès Kersaint se prolonge vers l'Ouest, sur la feuille Brest, au Sud du faciès Saint-Renan, par une apophyse de 500 à 600 mètres de large qui, au-delà de l'Aber-Ildut, se résoud en affleurements lenticulaires, superficiellement indépendants, intrusifs dans les gneiss migmatitiques.

Cette apophyse est prise en écharpe par l'accident linéaire Molène—Moncontour<sup>2</sup>; le granite présente alors une texture cataclastique, voire ultra-mylonitique (myγb). Tous les degrés dans l'écrasement peuvent être examinés en détail dans la grande carrière de Kerguillo. Dans les zones relativement peu écrasées, la texture granitique est encore observable, mais les grands feldspaths potassiques sont tronçonnés, les plagioclases montrent des lamelles de macles tordues, les quartz se résolvent en traînées de plages engrenées, la biotite est effilochée. Dans les zones plus écrasées, le granite cataclastique fait place à des roches noirâtres, à grain très fin. Ces *ultra-mylonites*, orientées E—W, forment des bandes verticales de quelques dizaines de centimètres à un mètre de puissance. Les fissures tardives des mylonites sont riches en sulfure de fer. La présence de zones argileuses de même orientation et de même inclinaison que les mylonites atteste que l'écrasement s'est poursuivi tardivement sous des conditions de basse température.

<sup>2</sup>**γb. Granite de Saint-Renan.** Les grandes carrières de Quilimerien ouvertes près de la cote 84, au Nord-Est de Pont-l'Hôpital fournissent d'excellents affleurements. La roche gris-bleu, à grain fin, est constituée de microcline abondant, d'oligoclase plus rare, de quartz engrené, de myrmékites, de petites paillettes de biotite riches en inclusions à halos pléochroïques, de muscovite moins fréquente que la biotite et d'apatite. Elle montre toujours une certaine cataclase se traduisant en particulier dans les quartz et par la présence de traînées phylliteuses. Elle renferme de grandes enclaves de gneiss migmatitiques. L'analyse chimique précise qu'il s'agit, comme pour le faciès Kersaint, d'un granite calco-alcalin à dominante potassique (tableau I, n° 11 et 12).

Comme le granite de Kersaint, le granite de Saint-Renan est pris en écharpe par l'accident<sup>2</sup> linéaire Molène—Moncontour. Les bandes d'*ultramylonites fluidales* (myγb), avec délit en plaquettes millimétriques, alternent avec des zones granitiques relativement épargnées par l'écrasement. La principale zone mylonitique peut être suivie de Lesvézennec au-delà de Lamber.

Dans le cadre de la feuille Brest, le granite de Saint-Renan ne renferme pas de *tourmaline* en tant qu'élément constitutif majeur, comme c'est le cas plus à l'Ouest (feuille le Conquet et Plouarzel : Molène, Ruscumunoc, etc.). Par contre, la tourmaline est fréquente dans les *filons-diaclases* du granite et dans certaines mylonites.

**Filons-diaclases à tourmaline.** Ce terme est compris ici de la manière suivante : « formation », d'allure filonienne, développée dans le granite aux épontes d'une diaclase qui a servi de voie de passage aux apports pneumatolytiques. La tourmaline est le minéral constitutif essentiel. La puissance des épontes tourmalinisées (*tourmalinites*) varie du millimètre à quelques centimètres. Au voisinage des tourmalinites de teinte noire, le granite, ailleurs gris-bleu, est blanchi sur une épaisseur de 0,5 à 5 cm ; la biotite a disparu. La tourmalinite est constituée de bandes parallèles, composées soit de cristaux bien formés de tourmaline, soit d'un fin feutrage du même minéral ; un peu de quartz et quelques petites plages de microcline y apparaissent ; la présence de microcline indique que la tourmalinite s'est développée par métasomatose aux dépens du granite. L'apport boré, nécessaire à la tourmalinisation, s'est effectué dans les fissures du granite. Tout le fer de la biotite du granite au voisinage des diaclases a été entraîné par le bore pour former la tourmaline, ce qui explique le blanchiment des épontes. Les tourmalinites et les veinules quartzzeuses qui les accompagnent sont assez souvent minéralisées en scheelite, mispickel et parfois cassitérite (voir le chapitre consacré aux gîtes minéraux). De beaux exemples de filons-diaclases à tourmaline peuvent être observés dans la carrière de Quilimerien.

my<sub>1</sub>. **Mylonites à tourmaline.** Les mylonites et ultra-mylonites qui marquent l'accident linéaire Molène—Moncontour montrent fréquemment de la tourmaline. Leur tracé, indiqué sur la carte par un figuré spécial, est jalonné par de nombreux éboulis. Les occurrences sont particulièrement nombreuses à l'extrémité nord-ouest de la feuille (Lesvézien, Kersingen, Kerloussouarn, Keryaouen, Kermorgar, etc.). L'écrasement est tel que la roche originelle n'est plus reconnaissable, mais les terrains encaissants établissent une formation aux dépens de granites, de gneiss ou de migmatites. Les mylonites à tourmaline sont des roches très sombres, le plus souvent noirâtres, à grain extrêmement fin, souvent à cassure esquilleuse. Elles sont très riches en quartz engrenés et montrent quelques débris feldspathiques. La tourmaline, plus ou moins abondante selon les échantillons, est également bréchifiée, preuve de la poursuite des mouvements tectoniques après sa cristallisation. Le mispickel est assez fréquent, la scheelite plus rare (voir chapitre Gîtes minéraux). Tourmalinisation et minéralisations associées doivent être rattachées à l'évolution du massif de Saint-Renan qui affleure un peu plus au Nord.

a<sub>1</sub><sup>1</sup>. **Granites aplitiques à tourmaline.** Le lever cartographique a mis en évidence, dans la partie septentrionale de la feuille, une succession d'affleurements de granite aplitique à tourmaline, qui semblent se relayer selon une direction générale N 75°E. A l'Est, les lentilles aplitiques sont situées au contact même du massif de Saint-Renan—Kersaint (Keravéloc en Lambézellec, Kervaziou) ; vers l'Ouest, au contraire, au-delà de l'Aber-Ildut, les filons s'écartent progressivement du massif granitique, dont ils sont distants d'environ 1,5 km à l'extrémité occidentale de la feuille. Les aplites, parfois écrasées, sont constituées de microcline, plagioclase acide, quartz, muscovite, tourmaline automorphe souvent abondante, parfois grenat, localement mispickel ; la texture pegmatitique apparaît localement. Ces filons lenticulaires peuvent être considérés, selon toute probabilité, comme des satellites du massif de Saint-Renan—Kersaint.

γ. **Autres granites.** On a rapporté au granite de Saint-Renan les deux filons légèrement cataclastiques, à microcline, deux micas et un peu de tourmaline, observés de part et d'autre de Kersausset au Nord de Plouzané. Le rattachement au même massif des filons à texture cataclastique, microcline et biotite dominante, tracés au Sud de Brendégue reste plus problématique.

γ<sup>b</sup>. **Faciès mésocrates du massif de Saint-Renan—Kersaint.** On a représenté par un figuré spécial de mauvais affleurements, impossibles à délimiter de manière précise, observés, tant dans le granite de Saint-Renan que dans le granite de Kersaint, à Kerionoc, Keraliou, Pen-ar-Créac'h, etc.

#### BRIOVERIEN

##### **b. Briovérien de l'Elorn. Schistes zébrés : succession de lits phylliteux et gréseux.**

Le complexe briovérien de l'Elorn sépare les deux domaines de la feuille Brest : au Nord, les formations cristallines du Léon, au Sud, les formations sédimentaires paléozoïques de Plougastel et de Crozon. Il s'étend largement sur les deux rives de l'Elorn ; par contre, à l'Ouest de Brest, les affleurements sont le plus souvent réduits (pointe du Portzic, environs du Dellec) ; à l'Ouest du Mengant, ils sont uniquement observés sous forme de septa conservés au sein des Gneiss de Brest. Le complexe est constitué originellement par une succession de lits argileux et de lits gréseux, indéfiniment répétés, soit en bancs épais, soit en bancs centimétriques, d'où le nom de «schistes zébrés» jadis donné par Barrois. Le trait structural le plus frappant est la présence d'une foliation orientée W.SW—E.NE, assez raide avec inclinaison au S.SE, plan axial de plis serrés à subsoclineaux. Le développement de ces structures n'a pu effacer totalement les traces d'une déformation antérieure, d'orientation et de style différents, qui se

manifeste en particulier par le replissement de la série en position inverse ou normale (J.-T. Renouf, 1965).

Les faciès les moins transformés sont observables entre la pointe Sainte-Barbe et Baradozic à l'embouchure de l'Elorn. La composition minéralogique comprend ici chlorite, séricite, quartz, un peu de plagioclase acide et des fragments de quartzites (J.-T. Renouf). Elle correspond typiquement à la paragenèse du sub-faciès quartz - albite-muscovite-chlorite du faciès schistes verts. En approchant des Gneiss de Brest (ici granodiorite cataclastique), le complexe de l'Elorn montre les traces d'un *métamorphisme de contact*, antérieur au métamorphisme général (R. Taylor). Des *schistes tachetés* (taches ovoïdes, aplaties dans le plan de la schistosité et constituées de chlorite) ont été observés parfois jusqu'à 1200 m au Sud du contact avec les Gneiss de Brest. Plus près du contact, la formation devient plus dure et passe à des *cornéennes*. En plusieurs points (près de la Maison Blanche au Sud-Est de la pointe du Portzic, à l'Est du fort de Mengant) ont été observées des *chiastolites*, à présent pseudomorphosées et déformées (R. Taylor). Localement, comme par exemple entre les forts du Dellec et de Mengant, les cornéennes peuvent contenir plus de 40 % d'*oligoclase* dont le développement est vraisemblablement en relation (selon R. Taylor) avec des processus métasomatiques liés à la mise en place de la granodiorite (Gneiss de Brest). Le tableau I, n° 9, donne la composition d'une de ces cornéennes (Ouest du fort du Dellec) dont la remarquable teneur en soude ( $\text{Na}_2\text{O} = 5,50\%$ ) contraste nettement avec celle d'autres formations prélevées également près du contact ( $\text{Na}_2\text{O} = 0,95\%$  dans la carrière de Mescalon, tableau I, n° 10).

**b. Formation des phyllades de la baie de Douarnenez.** En presque île de Crozon, le Briovérien est visible dans l'anse de Porz Naye et dans l'anse de Dinan. Dans l'anse de Dinan cependant l'essentiel de la formation est caché par les dunes et les affleurements se réduisent, au Nord, à un piton rocheux (Ouest de Kerségou) et, dans le Sud, aux falaises de la grève de Goulien qui offrent la plus belle coupe.

**Lithologie.** Il s'agit d'une formation sédimentaire schisto-gréseuse constituée d'alternances centimétriques à décimétriques de schistes gris-bleu, parfois noirs, et de termes gréseux (wackes) gris-vert, métamorphisés dans l'épizone (zone à séricite-chlorite).

**Tectonique.** Ces formations ont subi au moins deux phases de déformation souple. Le caractère polyphasé de la tectonique est évident dans les falaises de Goulien, où la déformation la plus ancienne est caractérisée par des plis couchés subsociaux synschisteux d'axe N 20°E ( $P_1, S_1$ ), auxquels se superposent des plis déjetés à déversés vers le S.SE ( $P_2$ ), développant une schistosité ( $S_2$ ) orientée entre N 60°E et N 80°E, avec un pendage de 50 à 80° vers le N.NW. Le plongement des axes de ces plis de deuxième phase, ainsi que celui de la linéation d'intersection  $S_2/S_0$ , s'effectuent tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest ; ils sont fonction de l'attitude des couches à l'issue de la première phase. La valeur de ces plongements est également très variable, presque nulle ou comprise entre 15 et 20° à Goulien, voisine de 90° dans le Nord de l'anse de Dinan. Dans l'anse de Porz Naye, où seuls les plis de phase 2 sont visibles, le plongement axial varie entre 30 et 80°.

**Relations avec le Paléozoïque.** La nature du contact entre les formations briovériennes et le Paléozoïque est différente selon les localités. Au Sud de l'anse de Dinan le contact se fait par failles (voir feuille voisine, Douarnenez) ; au Nord de l'anse il s'agit vraisemblablement d'un contact stratigraphique, comme semble l'indiquer la présence de passées conglomératiques à la base du Grès armoricain. Au flanc ouest de l'anse de Porz Naye une faille N 50°E sépare le Grès armoricain du Briovérien, tandis que le flanc est permet d'observer la discordance des deux systèmes : le Grès armoricain, orienté N 20°E avec un pendage de 60° à l'Est, repose sur les couches du Briovérien orientées N 40°E et pentées à 80° vers l'Ouest.

## PALÉOZOÏQUE

Le Paléozoïque de la feuille Brest correspond à la terminaison occidentale du synclinorium médian armoricain. Il se répartit ici en deux domaines d'importance très inégale séparés par un accident majeur : la faille de l'Elorn.

— au Sud, les faciès classiques du Paléozoïque du synclinorium médian affleurent très largement dans la presqu'île de Crozon et la presqu'île de Plougastel où se trouvent la plupart des coupes de références et de nombreux gisements fossilifères.

Le flanc sud du synclinorium et le contact avec le Briovérien de la baie de Douarnenez s'observent sur la feuille voisine (feuille Douarnenez).

— au Nord de la faille de l'Elorn, une étroite bande de quartzites, schistes et grès appartenant au Paléozoïque inférieur est en contact sur son flanc septentrional avec le Briovérien de la vallée de l'Elorn et représente le flanc nord du synclinorium.

### Paléozoïque au Sud de la faille de l'Elorn

La série paléozoïque antécarbonifère des presqu'îles de Crozon et de Plougastel comporte environ 3 000 m de formations marines essentiellement détritiques ; les calcaires, moins développés que dans l'Est et le Sud-Est du Massif armoricain, sont principalement localisés à quelques niveaux du Dévonien inférieur et moyen. Dans l'ensemble, les sédiments paléozoïques sont épicontinentaux.

Certaines formations se seraient déposées en zone intertidale (Grès armoricain, Grès de Kermeur), d'autres en milieu laguno-marin tels les Schistes de Porsguen qui correspondent à la régression tardidévoniennne liée à la phase bretonne de l'orogénèse varisque.

**02. Formation du Grès armoricain (Arenigien).** Sur le territoire de la feuille Brest, le Grès armoricain repose directement en discordance sur le socle briovérien et comprend trois membres distincts comme en Bretagne centrale. La formation présente certaines variations de puissance : le membre inférieur s'amincit du Sud-Est au Nord-Ouest ; les Schistes et Grès du Gador montrent une augmentation locale de puissance dans l'anse de Portzen ; le Grès armoricain supérieur, par contre, offre une épaisseur à peu près constante.

**02a. Grès armoricain inférieur** (200 à 350 m). Il débute par un conglomérat à galets de quartz et grains de phanite (Kerséguéno—Porz Naye), dont la puissance, qui n'excède jamais quelques mètres, se trouve localement très réduite. L'essentiel du membre est constitué de quartzites blancs, très massifs ; vers le sommet, se développe sur quelques mètres une alternance de bancs quartziteux décimétriques et de joints schisteux ; une dalle épaisse de quartzite couronne cet ensemble et termine la succession.

**02b. Schistes et Grès du Gador** (50 à 120 m). Ils sont constitués par une alternance de schistes parfois très noirs, micacés, de schistes gréseux et de quartzites riches en traces de bioturbations (terriers, pistes, en particulier des bilobites : *Cruziana goldfussi*) et en figures sédimentaires (*slumping*, chenaux). Localement on peut noter vers la base de minces niveaux conglomératiques, à galets phosphatés (anse de Portzen) et des accumulations de tests de Lingulacés (le Toulanguet). Les niveaux de grès pyriteux à matrice de bavalite, présents à Portzen, représentent le seul indice de la sédimentation ferrifère connue plus au Sud (feuille Douarnenez).

**02c. Grès armoricain supérieur** (80 à 100 m). La reprise de la sédimentation arénacée est marquée, à certains endroits, par un mince niveau de conglomérat à galets centimétriques. Généralement le Grès armoricain supérieur débute par quinze à vingt mètres de quartzites en gros bancs, puis les bancs diminuent de puissance pour passer à des alternances schisto-gréseuses (dont le faciès est proche de celui des Schistes et Grès du Gador), celles-ci à nouveau surmontées par des quartzites ; la formation

se termine par une multiplication des niveaux schisteux et le passage aux Schistes de Postolonnec est progressif. A la base du membre O2c, des grès verts renferment de nombreux grains roulés de zircon (anse de Portzen) identiques à ceux reconnus dans le Sud de la presqu'île de Crozon. Le Grès armoricain supérieur est remarquable par l'abondance des surfaces à *ripple-marks* et des figures sédimentaires dont les curieuses « brioques » (pointe Sainte-Barbe) et par la présence de traces d'activité animale (bilo-bites,...).

#### 03-5a. Formation des Schistes de Postolonnec (Llanvirnien—Caradocien inférieur).

Cette formation (Schistes à Calymènes des anciens auteurs) correspond à une importante masse schisteuse dont la puissance (450 m) est constante dans toute la presqu'île de Crozon (cf. feuille Douarnenez à 1/50 000) ; il s'y intercale un épisode gréseux constant mais moins développé que sur la feuille Douarnenez : le Grès de Kerarvail. Ce membre gréseux permet de subdiviser les Schistes de Postolonnec en :

- Schistes de Postolonnec, membre supérieur ;
- Grès de Kerarvail ;
- Schistes de Postolonnec, membre inférieur.

Dans certains cas (très mauvaise condition d'affleurement ou zones militaires inaccessibles), il n'a pas été possible de différencier ces trois membres.

03 4a. *Schistes de Postolonnec, membre inférieur (Llanvirnien-Llandeilien inférieur)* (260 m). Ils reposent en concordance sur le Grès armoricain et le passage d'une formation à l'autre est visible dans plusieurs coupes de la presqu'île : sur le flanc sud de l'anticlinal de la pointe Sainte-Barbe (lieu-dit la Mort Anglaise), dans l'angle ouest de la plage du Veryarc'h à mi-falaise, dans l'anse du Correjou au Nord de Camaret et, à marée très basse, sur l'estran dans le Nord-Ouest de l'anse de Dinan.

La stratigraphie détaillée de la base des Schistes de Postolonnec présente quelques variations d'une coupe à l'autre. On observe plusieurs mètres de schistes, des bancs de grès centimétriques, des faciès zonés à bioturbations puis une masse homogène (10 à 20 m) de schistes à *Didymograptus* surmontés par des schistes et bancs de grès centimétriques et un banc à nodules phosphatés riche en microplancton, bien exposé et répété par faille sur le flanc nord de l'anticlinal de la pointe Sainte-Barbe. La masse principale du membre inférieur des Schistes de Postolonnec (arénolulites à quartz, chlorite, illite), de couleur bleu-noir en falaise, est monotone et renferme de nombreux nodules siliceux souvent fossilifères.

Du point de vue biostratigraphique, la partie inférieure du membre est caractérisée à la base par *Didymograptus murchisoni* et *D. bifidus*, puis par *Calix sedgwicki*, *Echinoderme* dont on trouve des fragments de test ou des plaques isolées. Néanmoins, on peut rencontrer au-dessus de ces niveaux de rares *Didymograptus* dont *D. artus*.

La disparition des *Didymograptus* marque la limite supérieure du Llanvirnien.

Le reste de la faune est essentiellement constitué de Trilobites<sup>(\*)</sup> : *Neseuretus tristani* (= « *Calymene* » *tristani*), *Phacopidina micheli*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Eodalmantia macrophtalma*, *Selenopeltis* sp. ; d'Ostracodes : *Ctenobolbina hispanica*, *Tetradella bussacensis* ; de Brachiopodes : *Cacernia ribeiroi* ; de Bivalves : *Redonia deshayesi*, *Actinodonta naranjoana*, *Cardiolaria ? bussacensis*, *Tancrediopsis ezquerrae* ; d'Acritarches : *Veryhachium trisulcum*, *Cymatiogalea philippoti*, *Baltisphaeridium* cf. *brevispinosum*, *Michrystridium bacilliferum*.

04. *Grès de Kerarvail (Llandeilien)* (6 à 45 m). Il n'est bien exposé que dans les coupes du Nord-Ouest de la presqu'île où sa puissance est minimale ; son meilleur développement se place à l'E.SE de Crozon à la limite des deux feuilles mais la seule coupe complète est située sur le territoire de la feuille Douarnenez à Postolonnec. La coupe la plus démonstrative dans les faciès du Nord-Ouest est celle du flanc nord de l'anticlinal de la pointe Sainte-Barbe. On y observe quelques niveaux de schistes ou de schistes à rubanement gréseux interstratifiés dans des grès micacés en bancs irréguliers avec chenaux et stratifications entrecroisées.

Au Veryarc'h, les conditions d'affleurement de la coupe varient considérablement en fonction de l'état d'amaigrissement de la plage ; par ailleurs, ces grès sont plissés, faillés et partiellement renversés. Ce sont des grès lités, micacés à tendance psammitique pouvant atteindre 60 cm de puissance. On y observe des stratifications entrecroisées et des figures de chenaux. Il s'y intercale quelques alternances rubanées de schistes noirs et de grès blanc à la partie supérieure.

Du point de vue paléontologique, ce membre est extrêmement pauvre. Dans la coupe du Veryarc'h quelques niveaux fossilifères situés à la partie inférieure ont livré des Trilobites : *Neseuretus tristani*, *Plaesiacomia* sp. ; des Brachiopodes : *Heterorthis morgaitensis* ? ; des Bivalves : *Praeleda* sp., *Cardiolaria* sp., *Actinodonta* sp. Par ailleurs, Gouzien signale une petite faune à « *Calymene* » *tristani* au Nord-Est de Crozon.

**04-5a. Schistes de Postolonnec, membre supérieur (Llandeilien-Caradocien inférieur)** (150 m). Moins puissants que ceux du membre inférieur, les schistes supérieurs sont concordants sur le Grès de Kerarvail et le passage peut s'observer au Nord de la pointe Sainte-Barbe et au Veryarc'h en période de désensablement de la plage.

L'essentiel du membre est constitué par des schistes bleu-noir à nodules siliceux. Vers le sommet, au-dessous de la zone à *Marrolithus*, on observe, comme dans la coupe de Postolonnec (feuille Douarnenez), quelques bancs de grès puissants d'environ 10 centimètres. Ce membre est bien exposé et fossilifère dans la coupe du Veryarc'h ainsi qu'au Sud et au Nord de la pointe Sainte-Barbe. Dans ces trois coupes, on peut observer la base du membre et le passage aux Grès de Kermeur. La faune localisée dans les nodules et sur des surfaces d'accumulation permet de distinguer trois biozones :

— à la base une zone de 130 m environ livrant des Trilobites : *Neseuretus tristani*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Eodatmanitina* sp., *Colpocoryphe rouaulti*, *Phacopidina micheli*, *Crozonaspis struvei*, *Placoparia (Coplacoparia) tournemini*. Pi. (*Coplacoparia*) *borni*, *Morgatia hupei* ; des Ostracodes : *Ctenobolbina ribeiriana*, *Kiesowia* sp. ; des Brachiopodes : *Heterorthis kerfornei*, *Apollonorthis bussacensis* ; des Bivalves : *Cardiolaria beirensis*, *Praeleda costae*, *Tancrediopsis ezquerra*, *Actinodonta naranjoana*, *Coxiconcha britannica* ; des Gastéropodes ; des Hyolithes ;

— un ensemble de quelques mètres caractérisé par un *Trinucleidae* : *Marrolithus bureaui* ;

— le dernier ensemble, puissant d'une quinzaine de mètres au maximum, a livré à sa base une faune localisée dans des nodules siliceux et comprenant des Trilobites : *Colpocoryphe lennieri*, *Dalmanitina* nov. sp. aff. *acuta* ; des Ostracodes : *Pseudulrichia* sp., quelques *Hastatellina normandiensis* ; de rares Brachiopodes ; des Bivalves : *Myoplusia bilunata perdentata* ; des columnales de Crinoïdes dont la relative abondance constitue une exception dans l'ensemble des Schistes de Postolonnec.

A quelques mètres du sommet de la formation des nodules et des lentilles décalcifiées livrent une faune abondante de *Colpocoryphe lennieri*, *Dalmanitina* nov. sp. aff. *acuta*, *Crozonaspis* sp. et quelques Bivalves dont *Praeleda ciae*.

La formation se termine par un banc à modules phosphatés de 70 cm riche en Chitinozoaires et Acritarches (Deunff, 1958) : *Veryhachium venetum*, *V. trisulcum*, *V. macroceros*, *Aremoricanium rigaudae*.

**05. Formation des Grès de Kermeur (Caradocien)** (220 m). La seule succession complète de cette formation est exposée dans la coupe de la plage du Veryarc'h. Le contact avec les Schistes de Postolonnec est bien exposé dans le haut de la falaise et le passage aux Schistes du Cosquer, affecté par une petite faille en falaise, peut se suivre sur l'estran.

L'essentiel de la formation est constitué par des grès micacés à ciment phylliteux ou des quartzites le plus souvent en bancs décimétriques avec ou sans joints schisteux. A la base, se trouve une cinquantaine de mètres de grès micacés argileux, mal stratifiés et très riches en traces d'activité animale (*Bifungites* sp.,...).

A 95 m et à 120 m de la base, deux intercalations de schistes noirs, micacés, bioturbés et de grès micacés de 1 à 2 cm d'épaisseur pourraient être, par leur position et

leurs puissances relatives, l'équivalent des Schistes de Raguenéz et des Schistes de Kermeur décrits sur la feuille Douarnenez dans le Sud-Est de la presqu'île de Crozon ; mais en l'absence de faune, la corrélation reste hypothétique. Au sommet du premier épisode schisteux, on note quelques bancs de grès à galets de schistes. Les stratifications entrecroisées, les surfaces à *ripple-marks*, les chenaux indiquent un dépôt de milieu épicontinental, peu profond.

La faune des Grès de Kermeur, localisée à la base de la formation, est rare : quelques fragments de Trilobites, de Brachiopodes, de plaques de Cystoïdes.

**05-6. Formation des Tufs et Calcaires de Rosan (Caradocien—Ashgillien).** Dans l'angle sud-est du territoire de la feuille, la formation qui surmonte les Grès de Kermeur n'a pas pu être reconnue mais il est vraisemblable qu'elle y existe et qu'il s'agit des Tufs et Calcaires de Rosan, bien développés sur la feuille Douarnenez (à l'Aber et à Rosan), et affleurant plus à l'Est (feuille Châteaulin). On se reportera à la notice Douarnenez pour en connaître les caractères.

**05-6. Schistes du Cosquer (Caradocien-Ashgillien) (190 m).** Les dépôts qui succèdent aux Grès de Kermeur, dans le Nord-Ouest de la presqu'île, marquent un retour à la sédimentation argileuse et la seule coupe complète dans les Schistes du Cosquer est exposée dans les falaises du Veryarc'h, celle de Trez-Rouz étant très incomplète.

Au Veryarc'h, la formation débute par quelques mètres de schistes zonés à minces lits gréseux, faiblement bioturbés et se poursuit par une masse de schistes noirs à quartz, chlorite, illite admettant quelques bancs de grès et affectée, surtout dans sa partie supérieure, par des phénomènes de glissements sous-aquatiques synsédimentaires (*slumpings*) décrits pour la première fois par Philippot en 1963.

Ces structures apparaissent isolées dans un ensemble schisteux dépourvu de stratification, sous forme de masses irrégulières de plusieurs décimètres, constituées par des alternances de petits lits gréseux clairs et de niveaux argileux sombres. A l'intérieur de ces masses, la stratification est enroulée sur elle-même, spiralée, tourbillonnaire et s'effiloche parfois dans le sédiment argileux encaissant.

Dans la partie tout à fait supérieure de la formation, les deux derniers mètres montrent une stabilisation progressive des phénomènes de *slumping* ; les sédiments gréseux, bien qu'offrant encore des figures de charges et de glissement, constituent néanmoins des alignements, voire des bancs.

Les Schistes du Cosquer qui succèdent aux Grès de Kermeur représentent une variation latérale de faciès des Tufs et Calcaires de Rosan. On observe sur le territoire de la feuille Douarnenez le passage des Grès de Kermeur à cette formation volcano-sédimentaire et les ampélites à Graptolites, qui font suite aux Schistes du Cosquer au Veryarc'h, succèdent apparemment aussi aux Tufs et Calcaires dans la région de Rosan.

Ces deux faciès, très dissemblables, traduisent l'instabilité de la région à l'Ordovicien supérieur, manifestation de «l'alerte calédonienne» qui affecte alors le Massif armoricain. La formation du Cosquer paraît dépourvue de macrofaune.

• **Remarques sur la sédimentation ordovicienne.** L'examen des puissances des différentes formations, sur les feuilles Brest et Douarnenez, met en évidence une diminution des apports arénacés du Sud-Est au Nord-Ouest et la disparition, dans cette direction, des schistes et grès rouges du cap de la Chèvre. Cette lacune de sédimentation de la base du Paléozoïque s'accompagne d'une moindre puissance du Grès armoricain inférieur (de 360 à 200 m), ce qui peut correspondre soit à une lacune de l'extrême base de ce membre, soit à des apports moins abondants dans la région de Camaret.

Le Grès de Kerarvail également passe de 45 m à Postolonnec à 6 m au Nord de la pointe Sainte-Barbe et on ne peut plus y différencier, comme dans la première localité, un ensemble inférieur à alternances et une barre gréseuse supérieure.

Avec les Grès de Kermeur, on assiste encore à une réduction de la puissance vers le Nord-Ouest. Par contre, la masse des Schistes de Postolonnec conserve une épaisseur à peu près constante dans toute la presqu'île. Ces observations suggèrent à l'évidence

une transgression venant du Sud-Est, toujours accompagnée d'un conglomérat de base d'épaisseur décroissante et d'un épandage sableux de puissance moindre vers le Nord-Ouest ; la sédimentation argileuse n'est pas sensible à ces variations de puissance, la faible dimension des particules permettant une plus vaste dispersion du matériel.

**S. Groupe de Kerguillé (Silurien)** (200 à 300 m ?). La stratigraphie et les puissances de la plupart des niveaux qui constituent ce groupe restent mal connues étant donné l'absence de coupe complète et les complications tectoniques (failles chevauchantes, plissements) qui oblitérent les relations entre les différentes parties<sup>(\*)</sup>.

Le groupe débute par les Grès de Lamm Saoz dont le contact avec les Schistes du Cosquer est bien visible à l'extrémité est de la plage du Veryarc'h (crique de Lamm Saoz) au débouché d'un petit vallon. Les ampélites à Graptolites leur font suite, puis des schistes et quartzites noirs à nodules calcaires. Les niveaux supérieurs du Groupe, si l'interprétation adoptée sur la carte est correcte, affluent par points dans la région de Trovéc à l'Est de la feuille ; le passage aux Schistes et Quartzites de Plougastel n'est pas observable.

De la base au sommet, on peut distinguer à Lamm Saoz, les niveaux suivants :

— les Grès de Lamm Saoz, épais de 7 m et observés dans la seule localité-type, sont constitués de bancs gréseux, micacés, de 10 à 20 cm, montrant quelques stratifications entrecroisées et séparés par de minces joints ampéliteux. Cet ensemble, non fossilifère, sur lequel reposent des ampélites du Wenlockien est attribué au Llandoveryen ;

— des ampélites pyriteuses puissantes de 10 m environ, très fossilifères qui ont livré : *Monograptus priodon*, *M. dubius*, *M. retroflexus*, *M. armoricanus*, *M. cf. fleminigi*, *Cyrtograptus lundgreni*, *C. cf. rigidus*, des Praecardiidés et quelques Brachiopodes indéterminables. Cette faune est caractéristique du Wenlockien ;

— des ampélites (8 m ?) à nodules siliceux, parfois pyriteux et petits bancs de grès ou de quartzites de 10 cm de puissance au maximum renfermant : *Monograptus chimaera*, *M. miloni*, *M. bohemicus* et quelques Praecardiidés. Cet ensemble est daté du Ludlowien et se trouve en contact par faille avec le niveau précédent. De ce fait la puissance des ampélites est beaucoup plus faible que dans la coupe du Sud de Lostmarc'h (feuille Douarnenez). Le niveau des ampélites à *Monograptus nilssoni* n'a été reconnu que sous forme d'éboulis ;

— des schistes noirs à nombreux petits bancs de quartzite noir de 10 cm de puissance ; cet ensemble est exposé sur environ 40 mètres. La coupe de Lamm Saoz se termine par un niveau ampéliteux à nodules calcaires qui ont livré *Monograptus fritschi* du Ludlow, *Cardiola* sp. et des « Orthocères ». Il est vraisemblable que ce faciès ne se trouve pas ici dans sa position stratigraphique normale et qu'il doit se situer sous les schistes et quartzites noirs ;

— les Schistes de Lostmarc'h, dernière formation du Groupe de Kerguillé, sont très mal exposés dans cette région mais ils ont livré à Lostmarc'h (Bultynck et Pelhâte, 1971) des Conodontes dont *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* du Pridolien.

**S4-d 1 a. Formation des Schistes et Quartzites de Plougastel (Prégedinnien-Gedinnien)** (300 à 400 m). Aucune coupe continue de cette formation n'est connue dans le Finistère. Les falaises de la côte ouest de la presqu'île de Roscanvel, dans le secteur de la pointe Tremet, offrent une longue coupe, mais l'absence de contacts normaux avec les formations qui l'encadrent ne permet pas d'en préciser la position stratigraphique. Par contre, le sommet de la formation et son passage aux Grès de Landévennec peuvent être observés en diverses localités : au Sud de la pointe des Capucins en Roscanvel, dans la presqu'île de Plougastel-Daoulas (Ouest de Kernisi, pointe du Corbeau, pointe du Caro).

Les levés effectués pour la feuille Brest paraissent indiquer que la puissance des Schistes et Quartzites de Plougastel fut surestimée sur la feuille Douarnenez où leur a

(\*) J. Deunff et F. Paris ont facilité certaines attributions par l'étude du microplancton.

été assignée une épaisseur minimale de 500 mètres.

Du point de vue lithologique, cette formation se caractérise par des alternances de schistes et de quartzites souvent verdâtres, de puissance variable, de quelques centimètres à plusieurs mètres. La rareté des micas détritiques constitue un caractère remarquable de l'ensemble. Les figures sédimentaires n'y sont pas abondantes : quelques glissements sous-aquatiques (pointe Tremet, par exemple), stratifications obliques, chenaux d'érosion...

Dans la partie supérieure de la formation, la seule exposée en Plougastel-Daoulas, J.-T. Renouf (1965) a distingué les lithofaciès suivants :

— quartzites clairs, lenticulaires : les bancs offrent souvent une base bioturbée et une partie supérieure à lamines ;

— schistes sombres à quartz, chlorite, illite et pyrophyllite, à petits cristaux de pyrite et paillettes charbonneuses disséminés dans la masse de la roche ;

— quartzites sombres en bancs de 1 à 15 cm de puissance, à lamines de 0,1 à 0,2 mm, avec ou sans base bioturbée, riches en fines paillettes de matière charbonneuse ;

— quartzites sombres non laminés ; c'est un faciès peu répandu ;

— des niveaux à nodules phosphatés, très rarement carbonatés, contenus dans les bancs de quartzite localisés dans les derniers 20 m de la formation.

La macrofaune des Schistes et Quartzites de Plougastel est rare. En dehors des niveaux à *Clarkeia puilloni* de l'extrême base, non reconnus sur le territoire de cette feuille, et de quelques bancs à «Orthocères», il a été découvert récemment à 20 m environ du toit des Schistes et Quartzites, dans les lentilles gréseuses et ferrugineuses, une faune à *Platyorthis* cf. *monnieri* et à grandes columnales de Crinoïdes ou de Cystoïdes. On voit donc apparaître dans des faciès qui rappellent fortement celui des Grès de Landévennec une faune semblable et ceci n'est pas sans poser quelques problèmes pour l'attribution d'affleurements isolés à l'une ou l'autre des formations.

Un riche microplancton siluro-dévonien à Acritarches (*Cymbosphaeridium pilaris*, *C. carinosum*), spores et Chitinozoaires a été reconnu au sommet de la formation ; la base paraît débiter dès le Prégédinnien.

**d1a-b. Formation des Grès de Landévennec (Gedinnien)** (90 m). La formation est généralement bien exposée et constitue un repère stratigraphique précieux ; aucune coupe cependant ne permet d'observer à la fois les contacts inférieur et supérieur. Parmi les coupes les plus intéressantes, citons celles de la pointe de Lanvéoc, de la pointe du Caro et de la pointe du Corbeau, ces deux dernières en Plougastel-Daoulas.

La formation, essentiellement arénacée et de teinte claire, débute par 20 à 25 m de grès et de quartzites, en bancs souvent métriques, à joints schistoux réduits ou absents : ce sont les Grès de Kerdéniel. Leur partie basale est caractérisée par des niveaux à nodules phosphatés ; parfois ferrugineux, ces grès présentent en outre des lentilles sableuses souvent fossilifères. La formation se poursuit par un ensemble de grès à liant phylliteux ou ferrugineux et de quartzites clairs en petits bancs ; cette phase arénacée est dépourvue de micas détritiques ; des épisodes argileux se développent à plusieurs reprises. Stratifications entrecroisées, lits d'accumulation de fossiles et figures de bioturbation sont communs à divers niveaux.

La coupe du fort de Lanvéoc montre un horizon de gros nodules gréseux, décalcifiés, qui ont livré des Conodontes.

La partie supérieure des Grès de Landévennec est caractérisée parfois (Lanvéoc, îlot du Diable au Sud du fort de la Fraternité) par le développement de faciès carbonatés (calcaires gréseux bioclastiques) qui annoncent ceux de la Formation de l'Armorique. La partie terminale, plus ferrugineuse, offre localement (Quélern, estran à l'Est du Lez en Roscanvel) de véritables minerais de fer.

L'altération des Grès de Landévennec conduit souvent à de véritables sables jaunes ou roux et à des argiles claires et bariolées. La faune abondante comporte des Tabulés :

*Ligulodictyum ligulatum*, *Cleistopora geometrica* (celui-ci localisé dans la partie supérieure de la formation) ; des Brachiopodes : *Platyorthis monnieri*, *Proschizophoria maillieuxi*, *Rhipidomella hamoni*, *Schizophoria runegatensis*, *Mesodouvillina leca-roensis*, *Dichozygopleura dichozygopleura*, *Howellella* cf. *mercurii*, *H. cortazari*, *Mutationella sarrobi* ; des Bryozoaires ; des Bivalves, surtout abondants à la partie inférieure : *Nuculites ellipticus*, *N.* cf. *triqueter*, *Leiopteria brivatica*, *L. intermedia*, *Grammysia taunica*, *G. armorica* ; des Gastéropodes ; des Nautiloïdes : *Ormoceras puzosi* ; des Trilobites : *Burmeisteria (Digonus) armoricanus*, *B. (D) acuminatus*, *Acastella* sp. ; des Crinoïdes, représentés notamment dans les Grès de Kerdénial par des nodales de « *Cyclocyclicus* ». Du point de vue bathymétrique, les grès représentent un dépôt de mer très peu profonde. L'âge des Grès de Landévennec a été l'objet de récentes révisions. P. Carls (1971) a suggéré que la formation soit rapportée au Gedinnien ; cette attribution paraît confirmée par l'étude des Schistes et Calcaires de Saint-Cénéry, dans le synclinorium de Laval (H. Lardeux, éd., 1976), où cette formation qui surmonte celle des Grès de Gahard, équivalents des Grès de Landévennec, doit être rapportée au Gedinnien pour sa base.

**d1b-2b. Formation des Schistes et Calcaires de l'Armorique (Gedinnien supérieur—Siegenien moyen)** (120 m). Aucune coupe complète de cette formation, dénommée Schistes et Calcaires à « *Athyris undata* » par les anciens auteurs, n'est exposée sur le domaine de la feuille, mais on peut observer en plusieurs points de la presqu'île de Crozon (fort de Lanvéoc, Quélern, estran à l'Est du Lez, îlot du Diable, Lamm Saoz) le passage des Grès de Landévennec aux Schistes et Calcaires, et dans la presqu'île de Plougastel-Daoulas, à la pointe de l'Armorique qui en constitue la localité-type, une bonne coupe dans la formation et le passage à la Grauwacke du Faou.

La formation est constituée par une alternance de bancs calcaires ne dépassant guère 60 cm de puissance et de niveaux schisteux (à quartz, illite, chlorite et pyrophyllite) constituant moins de 50 % de l'épaisseur totale. Les calcaires, gris-bleu, très variés du point de vue microfaciès, sont dans l'ensemble des sédiments bioclastiques à liant micritique ou spartitique ; ils sont très pauvres ou dépourvus de quartz, mais contiennent une fraction argileuse non négligeable. La dolomitisation affecte la base de la formation. Des faciès particuliers tels que des niveaux oolithiques se rencontrent dans les coupes de la pointe de l'Armorique et confirment le caractère très peu profond du milieu de sédimentation. Certains bancs à structure laminée sont interprétés comme sublagunaires.

L'originalité de cette formation dans la série paléozoïque réside en son caractère « récifal ». Il s'agit, le plus souvent, de prairies à Tabulés (*Favositidae*) mais parfois de niveaux biostromaux à Tabulés et Stromatoporoïdes voire même de lentille biohermale à Tabulés, Stromatoporoïdes et Tétracoralliaires coloniaux.

Les niveaux calcaires, bien développés sur la majeure partie du territoire de la feuille, ont une extension mal connue dans la partie orientale de la presqu'île de Plougastel et dans le périmètre de la feuille le Faou ; cela peut correspondre à une variation latérale de faciès mais on ne peut exclure qu'il s'agisse du résultat des accidents tectoniques, des mauvaises conditions d'affleurement ou des décalcifications superficielles.

La faune, surtout localisée dans les calcaires, comporte des Coelentérés : Stromatoporoïdes, *Favositidae*, *Micheliniiidae*, *Heliolithidae*, *Pleurodictyidae* dont *Ligulodictyum paraligulatum*, Tétracoralliaires solitaires et coloniaux ; des Brachiopodes : *Brachyspirifer* cf. *rousseaui*, *Schizophoria provulvaria*, *Plebejochonetes* sp., *Strophochonetes* sp., *Plicostrophodonta* sp., *Athyris undata* ; des Bryozoaires : nombreux *Fenestellidae* et Trépostomes ; des Bivalves : Paléotaxodontes, *Pterineidae* ; des Nautiloïdes : *Jovellania buchi*, *Ormoceras* sp., *Dolorthoceras* sp. ; des Tentaculites ; des Trilobites : *Pseudocrypheus* sp., *Calymene* sp., *Parahomalonotus* sp. ; des Crinoïdes : *Gasterocoma* sp., *Orthocrinus* sp., *Salairocrinus* sp. ; des Poissons : nombreuses écailles.

Par comparaison avec les Schistes et Calcaires de Saint-Cénére (*cf. supra*), la formation de l'Armorique débiterait dans le Gedinnien et se poursuivrait jusque dans le Siegenien moyen.

**d2c-d. Formation de la Grauwacke du Faou (Siegenien supérieur—Emsien inférieur)** (140 m). Aucun affleurement n'offre une succession complète de cette formation ; une grande partie est visible sur la côte nord de la pointe de l'Armorique tandis que les falaises de Reun-ar-C'Hrank n'en exposent que l'extrême sommet.

La formation présente un important développement des schistes dans lesquels s'intercalent des petits bancs de grès micacés à stratifications entrecroisées et des bancs de grès calcaireux dont la décalcification fournit les « grauwackes » de la littérature armoricaine.

La faune est relativement riche et comporte parfois des Brachiopodes de très grande taille localisés dans un « banc des monstres ». Les Brachiopodes dominent largement la faune : *Brachyspirifer crassicosatus*, *Fimbrispirifer cf. trigeri*, *Euryspirifer paradoxus*, *E. pellico*, *E. cf. arduennensis*, *Acrospirifer cf. fallax*, *Leptaenopyxis kerfornei*, *Eodevonaria sp.*, *Chonetes sp.*, *Plebejochonetes sp.*, *Plicanoplia aulerciana*, *Iridistrophia sp.*, *Meganteris sp.*, *Ucinulus subwilsorti*. Parmi les autres groupes, citons : des Coelentérés : *Pleurodictyum gr. problematicum* ; des Bryozoaires ; des Bivalves ; des Trilobites ; des Crinoïdes : *Diamenocrinus florens*, *D. primaevus*, *Botryocrinus montisguyonensis*, *Seilloucrinus simplex*, *S. concentricus*, *Hexacrinites ? regularis*.

La Formation du Faou appartient partiellement au Siegenien supérieur mais monte jusque dans l'Emsien inférieur car la base de la formation suivante est attribuée au sommet de l'Emsien inférieur.

**d2d-f. Formation des Schistes et Grauwackes de Reun-ar-C'Hrank (Emsien inférieur à supérieur)** (60 m). La totalité de la formation peut s'observer dans la falaise de Reun-ar-C'Hrank en Lanvéoc qui en constitue la localité-type. L'apparition des bancs calcaires et des calcaires noduleux en détermine la limite supérieure. L'ensemble de la formation est essentiellement schisteux et admet quelques bancs ou niveaux grauwackeux souvent très fossilifères. La faune de ces niveaux est essentiellement caractérisée par *Arduspirifer arduennensis* qui indique un âge emsien. Les premiers mètres de la partie inférieure livrent une faune intéressante du sommet de l'Emsien inférieur ; elle comporte des Coelentérés : *Cleistodictyum porosum*, *Pleurodictyum latum* ; des Tentaculites : *Nowakia zlichovensis*, *Costulatostyliolina roemeri armoricana* ; des Trilobites : *Phacops sp.*, *Kayserops obsoletus* ; des Crinoïdes : *Pterinocrinus tenuibrachiatus*, *Hexacrinites tenuicrenulatus*, *Asperocrinus minimus*, *Cyclocaudex eodevonicus*.

**d2f-4a. Groupe de Troaon (Emsien supérieur—Givétien inférieur)** (500 m environ). Dans le cadre de la feuille Brest, cet ensemble de formations affleure bien en falaise dans la presqu'île de Crozon, entre Roscanvel et l'anse du Fret, et dans la presqu'île de Plougastel, entre Squiffiec et l'anse du Moulin Neuf. Aucune coupe ne permet de suivre la succession complète.

La base du groupe est bien exposée dans la coupe du Reun-ar-C'Hrank. Au-dessus de la Formation de Reun-ar-C'Hrank essentiellement schisteuse, le faciès change avec l'apparition de bancs et de nodules calcaires (form. des Calcaires de Beg-an-Arreun : 20 m). Ces bancs calcaires qui contiennent à leur sommet *Combophyllum osismorum*, *Pleurodictyum crassum*, *Paracleistopora granulosa*, *Plectodonta minor*, *Arthrophyllum sp.*, *Phacops sp.*, sont surmontés par des alternances de schistes gris ou noirs, contenant des nodules siliceux ou calcaireux de grès souvent micacés, de calcaires argileux en bancs ou en nodules souvent décalcifiés. Pour cet ensemble d'une puissance totale d'environ 500 m, est créé le terme de Groupe de Troaon (localité située dans la commune de l'Hôpital-Camfrout). Il est limité à sa base par la Formation des Schistes et Grauwackes de Reun-ar-C'Hrank et au sommet par la Formation des Calcaires de Kergarvan. Sa partie inférieure est à dominante schistes

et calcaires, sa partie supérieure est plus gréseuse. Seul le Grès de Tibidy (ex-Grès à *Chonetes* Morzadec, 1969) a été représenté car facile à identifier par sa lithologie et sa faune. Par ailleurs, les niveaux reconnus antérieurement dans la région du Faou (Morzadec, 1969) ont été retrouvés dans l'ensemble de la rade de Brest. Mais leur faible puissance et leur extrême fracturation ne permettent pas de les figurer à l'échelle de la carte ; c'est pourquoi ils sont regroupés.

La plupart de ces couches sont fossilifères ; les plus riches étant les nodules ou les bancs calcaires souvent décalcifiés. Dans les niveaux gréseux et dans les schistes la faune est moins diversifiée. Dans l'ensemble des formations on peut récolter, en plus des espèces déjà citées, *Receptaculites* sp., des Polypiers (*Procteria granulifera*, *Pachyprocteria armoricana*, «*Pleurodictyum* » *kerfornei*, *Paracleistopora smythi*, *Calceola sandalina*, *Metrionaxon paucitabulatum*, *Hadrophyllidae*,...), de nombreux Bryozoaires, des Brachiopodes (*Isorthis tetragona*, *Aulacella* sp., *Schizophoria*, nombreux *Chonetacea* et *Stropheodontida*, *Productella subaculeata*, *Alatiformia alatiformis*, *Acrospirifer* ? gr. *mosellanus*, *Euryspirifer* gr. *intermedius*, *Paraspirifer* gr. *sandbergeri-cultrigatus*, *Tingella kerfornei*, *Cyrtina heteroclita*, *Uncinulus* gr. *pila-orbignyanus*,...), des Bivalves (*Nuculites posthumus*, *Buchiola ferruginea*), des Céphalopodes (*Arthrophyllum vermiculare*, *Anarcestes lateseptatus*, *Subanarcestes macrocephalus*, *Agoniatites kayseri*,...), des Trilobites (*Tropidocoryphe erbeni*, *Otarion* sp., *Trimerus* (*Dipleura*) *lanvoienensis*, nombreux *Phacops*, «*Asteropyge*» *renaudae*, *Greenops* ? *struvei*, *Leonaspis britannica*,...), des Crinoïdes (*Ancyrocrinus armoricanus*, *Haplocrinites* sp., *Acanthocrinus* sp.), des Tentaculites (*Viriatellina hercynica*,...).

L'ensemble de cette faune donne un âge emsien supérieur à givétien inférieur.

d4b-c. **Formation des Calcaires de Kergavan (Givétien supérieur)** (50 m minimum). C'est en falaise au Sud-Est du hameau de Kergarvan en Plougastel-Daoulas que se situe la plus belle coupe dans cette formation pour laquelle une nouvelle dénomination est créée. Elle se retrouve aussi, bien représentée, dans les falaises à l'Est de la presqu'île de Porsguen. Elle est connue dans la presqu'île de Crozon, à l'Est de Taladerch.

Au-dessus du Groupe de Troaon vient une alternance de schistes et de calcaires soit en nodules soit, le plus souvent, en bancs. Ces calcaires très crinoïdiques sont localement bien développés (Kergarvan) et contiennent, dans leur partie inférieure, une riche faune de Tétracoralliaires solitaires et coloniaux, de Tabulés, de Bryozoaires, de Crinoïdes (*Haplocrinites* sp.), de Blastoïdes (*Cordyloblastus*) à laquelle sont associés des Brachiopodes globuleux (*Devonogypa globa*, gros *Schizophoria*, *Atrypa*, *Rhynchonellida*,...), des *Receptaculites*. Les Trilobites (*Phacops* sp.) sont rares.

Les Conodontes, *Schmidognathus peracutus*, *Polygnathus cristatus*, *P. decorosus* permettent d'attribuer la formation au Givétien supérieur.

d5a-b. **Formations des Schistes de Traonliors et des Grès de Goasquellou (Frasnien inférieur et moyen)** (60 m minimum). Dans la presqu'île de Crozon, ces formations affleurent à l'extrémité de l'île du Renard, dans le port de Rostellec et dans l'anse du Zorn. Elles sont bien connues depuis les falaises au Sud de Traonliors (localité-type) jusqu'au port du Tinduff, ainsi qu'à l'Est de Porsguen dans la presqu'île de Plougastel. Elle forme aussi la pointe de Rostiviec et une partie de la pointe du Bindy.

Le contact des Calcaires de Kergarvan et des Schistes de Traonliors se fait le plus souvent par faille. Toutefois à l'Est de Squiffiec le passage semble être normal et se faire par l'intermédiaire de schistes à nodules calcaires argileux, nodules qui deviennent progressivement plus petits et siliceux. Puis dans ces schistes apparaissent des niveaux rubéfiés et des niveaux à galets rouges remaniant les précédents (Traonliors, Rostiviec).

Puis progressivement apparaissent des petits bancs grés-micacés, parfois calcaireux et fossilifères. Ces bancs gréseux se développent et forment un niveau de 30 m de puissance de grès-quartzites micacés avec localement (Traonlors, Rostiviec, le Bindy) de nombreux *slumpings* (Grès de Goasquellou). Au-dessus de ces grès, la sédimentation devient plus schisteuse et puis, sur une dizaine de mètres de puissance, s'y intercalent des bancs à nodules phosphatés et oolithes et des bancs calcaires. Les couches de passage à la Formation des Schistes kéra-bitumineux de Porsguen ne sont pas connues.

La faune est nettement plus pauvre que dans les formations sous-jacentes. Elle est surtout localisée dans les nodules et bancs calcaires et dans certains bancs grésograuwaqueux des Grès de Goasquellou : des Bryozoaires (*Fenestellidae*), des Brachiopodes (*Mucrospirifer* gr. *bouchardi*, *Cyrtospirifer* cf. *verneuili*, *Productella subaculeata*, *Chonetacea*, *Atrypa*, *Douvillina dutertrii*,...), des Mollusques (*Nuculites subrectangularis*, *Ctenodonta* sp. aff. *demigrans*, *Nuculana rostellata*, *Murchisonia intermedia*, *Manticoceras* sp.), des Trilobites [ *Neocalmonia* (*Bradocryphaeus*) cf. *mosana*,...], des Tentaculites (*Homoctenus* sp.), des Poissons.

**d5b-6. Formation des Schistes kéra-bitumineux de Porsguen (Frasnien supérieur—Famennien inférieur)** (50 m minimum). La formation qui affleurerait largement à l'île Longue n'y est plus visible. Elle reste observable sur l'estran au Sud de Rostellec (partie inférieure) ainsi que sur la grève de Porsguen en Plougastel-Daoulas et sur la côte ouest de l'anse de Penfoul. La plasticité du matériel, la présence de nombreuses intrusions, la discontinuité des bancs, la multitude des cassures, rendent impossible une évaluation, même approximative, de la puissance de cette formation.

L'ensemble de la formation est constitué de schistes noirs, très riches en matière organique dont le degré de diagenèse est très élevé (zone de diagenèse à gaz sec) ; la pyrophyllite, très abondante, cicatrise de nombreuses fentes de tension.

La base des Schistes de Porsguen est caractérisée par un niveau à très gros nodules de calcaire noir ( $\phi$  1 m), pyriteux dont la faune de Tentaculites, Ostracodes, Coriодontes, indique qu'il s'agit du Frasnien supérieur.

Au-dessus, une masse de schistes beaucoup plus puissante, dans laquelle doit se placer la limite Frasnien—Famennien, se distingue par de nombreux nodules (0 5 à 20 cm) pyriteux, silico-pyriteux, calcaro-pyriteux ou gréseux, et quelques lentilles argilo-gréseuses, ces dernières paraissant plus communes vers la partie supérieure de la formation. La faune, fournie surtout par les nodules, comprend presque exclusivement des Mollusques, Bivalves et Céphalopodes : *Buchiola retrostriata*, *B. costulata*, *Posidonia venusta*, *Mytilarca* ? sp., *Streblopteria* sp., *Lobobactrites* sp. aff. *ellipticus*, *Tornoceras* (*Aulartornoceras*) *auris*, *T. (A.) keyserlingi*, *Cheiloceras* sp., « Orthocères ».

La présence de restes végétaux associés à cette faune marine est remarquable ; il s'agit de Lycophytes : *Protolpidodendron* sp. et *Lepidodendropsis africanum*.

La formation des Schistes kéra-bitumineux de Porsguen paraît passer progressivement à des Schistes gris pour lesquels la faune à *Cheiloceras circumflexum*, *C. ovatolobum*, *Sporadoceras primaevum* indique encore un âge famennien II. Au-dessus des schistes à cassure limonitisée assurent le passage à des schistes beiges ayant livré *Trimerocephalus caecus* (ex-Schistes beiges à *Dianops*) caractéristique du Famennien II-III. Cet ensemble, limité à quelques mètres d'affleurement n'a pu être distingué sur la carte. Ce dernier faciès constitue le niveau le plus élevé du Paléozoïque de la feuille Brest. Le Dinantien, représenté sur les feuilles voisines (le Faou, Châteaulin), n'offre pas de relations visibles avec le Dévonien terminal, les bassins de sédimentation s'étant déplacés avec la phase bretonne.

### Paléozoïque au Nord de la faille de l'Elorn

Entre le Briovérien de la vallée de l'Elorn et la faille de l'Elorn au Sud de laquelle les terrains dévoniens s'étendent largement,affleure une étroite bande de Paléozoïque inférieure (Ordovicien et Silurien).

L'âge de ces formations paléozoïques a longtemps fait l'objet de vives discussions. A présent, à la suite des travaux de Renouf, reprenant et précisant l'interprétation de Barrois, l'unanimité semble s'être faite sur l'âge arenigien des Quartzites de la Roche-Maurice qui constituent la base de la série. Par ailleurs, la découverte de Graptolites près de Landerneau, sur le territoire de la feuille voisine (Chauris, Deunff, Philippot, 1970) a établi la présence de Silurien.

Dans les limites étroites de la feuille Brest, l'intense tectonique hercynienne, jointe au manque d'affleurement (les quartzites mis à part), rend difficile l'établissement de la succession stratigraphique. Les levés effectués dans le cadre de la feuille voisine Landerneau (Chauris et Hallégouët, 1973) ont permis de distinguer les ensembles suivants.

**02. Quartzites de la Roche-Maurice (Arenigien).** Cette formation peut être considérée comme un faciès septentrional du Grès armoricain de la presqu'île de Crozon. Elle s'est déposée transgressivement sur le Briovérien plissé lors de l'orogénèse cadomienne mais, à présent, les contacts sont, le plus souvent, faillés. La présence locale de plusieurs bandes séparées par des schistes semblerait plutôt due à des répétitions tectoniques (plis, failles) qu'à des récurrences sédimentologiques. Les quartzites, très purs (orthoquartzites) à grain fin, admettent des passées plus grossières qui leur confèrent un faciès graveleux. Leur puissance peut être estimée à 80 m aux environs de Plougastel.

Les quartzites blancs représentés sur la carte à l'W.NW de Runavel (Nord-Ouest du Relecq-Kerhuon) au Nord de l'Elorn, pourraient représenter l'extrémité occidentale des quartzites arenigiens mis en évidence plus à l'Est (feuille Landerneau) sous forme de synclinaux pincés dans les Gneiss de Brest (Chauris et Hallégouët, 1973). Ainsi la transgression du Paléozoïque sur le socle cristallophyllien précambrien du Léon (Gneiss de Brest) a débuté vers l'Arenig. Il importe cependant de noter qu'à cette époque, la sédimentation est demeurée peu importante : l'épaisseur des quartzites de la Roche-Maurice ne dépasse pas quelques dizaines de mètres au Nord de l'Elorn, alors que, plus au Sud, en presqu'île de Crozon, le Grès armoricain atteint plusieurs centaines de mètres.

**03-4. Schistes de Keraret (Ordovicien moyen).** Les Schistes de Keraret offrent une teinte bleu sombre. Ils sont souvent très plissés et riches en quartz d'exsudation ; leur puissance réelle, vraisemblablement de plusieurs dizaines de mètres, demeure délicate à préciser. Ils sont rapportés à l'Ordovicien moyen.

**05. Grès et Schistes de Kerfaven (Caradocien).** Les Grès et Schistes de Kerfaven constituent une formation complexe (au moins 100 m ?) où, entre les bancs de grès gris clair, d'épaisseur variable, apparaissent des intercalations rythmiques grésoschisteuses ou des lits schisteux ; parfois affleurent aussi des grès jaunâtres en plaquettes ou des grès plus sombres assez massifs. Cet ensemble a été rapporté au Caradoc.

**S. Schistes et Grès du Lez (Silurien).** Les Schistes et Grès du Lez, en creux dans la topographie, demeurent le plus souvent masqués. Cette formation est essentiellement constituée par des schistes noirs carburés, des grès sombres et, plus rarement, des schistes grisâtres qui ont livré, près de Landerneau, des Graptolites siluriens.

### Tectonique des formations paléozoïques

L'orogénèse varisque, polyphasée, conduit ici à un assemblage assez complexe de panneaux plissés en contact par failles.

*Les plis.* Les structures souples les plus apparentes sont des plis synschisteux d'amplitude décimétrique à décamétrique orientés entre N 40°E et N 80°E. Il s'agit en général de plis dissymétriques plus ou moins déjetés ou déversés vers le Sud-Est, dont le flanc raide tend souvent à être éliminé par le fonctionnement de failles inverses directionnelles. Le sens et la valeur du plongement axial de ces plis sont très variables. Ces structures ( $P_2$ ) masquent, plus ou moins complètement, les traces d'un épisode de déformation plus ancien ( $P_1$ ) auquel elles se superposent. Cet épisode précoce se manifeste par l'existence d'une schistosité de flux replissée, subparallèle à la stratification, et par la présence de charnières anciennes serrées, parfois subisoclinales et couchées, orientées entre N 0°E et N 70°E. L'ensemble est repris plus tardivement par des flexures et des déformations semi-rupturelles du type *kink-bands* et chevrons ( $P_3$ ) orientées dans le secteur N 120°E-N 180° E.

La comparaison des données structurales relatives au Paléozoïque et au Briovérien de la presqu'île de Crozon met en évidence le parallélisme des directions de plissement et la similitude du style des déformations. Ceci repose le problème de l'importance de la tectogenèse varisque dans la structuration du Briovérien (*cf.* notice de la feuille Douarnenez 1/50 000).

*Les failles.* Elles se répartissent en deux systèmes, des failles directionnelles E.NE—W.SW et des accidents transversaux NW—SE. Les failles directionnelles, dont certaines sont chevauchantes, paraissent être contemporaines du plissement  $P_2$ ; elles tradiraient l'existence de cisaillements dans les flancs inverses à subverticaux des plis dissymétriques. La faille de l'Elorn, par exemple, appartient à ce système (*cf.* fig. 1).

Ces failles ont été le siège de mouvements successifs comme l'attestent les diverses populations de stries, les rejeux les plus tardifs paraissent être surtout des coulissements ou des rejets très obliques.

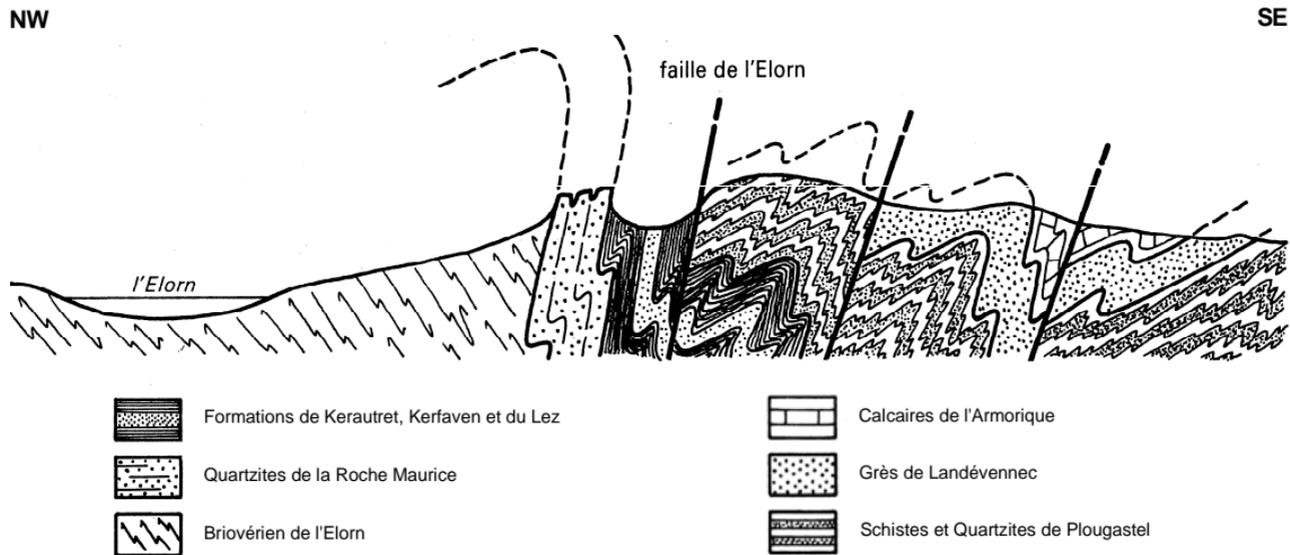
Ces fractures directionnelles sont tronçonnées par une série de décrochements transversaux orientés NW—SE, soit parallèles à la faille Kerforne (décrochement dextre d'environ 2,5 km).

Il faut noter également la fréquence des surfaces de glissement plates intraformationnelles et la présence de contacts anormaux faiblement inclinés ou subhorizontaux qui localement découpent le Dévonien en une série de panneaux chevauchants (pointe du Caro, Porsguen). Parmi les indices de déplacements tangentiels, il faut retenir aussi l'existence d'une zone de brèche schistoïde pénétrée par trois sondages sous-marins (sur 5, 8 et 13 mètres respectivement) à l'Ouest de la pointe du Corbeau. L'amplitude des recouvrements induits par ces structures reste actuellement conjecturale.

### Évolution métamorphique du Paléozoïque

Les formations du Paléozoïque sont atteintes par un métamorphisme général anchi-à épizonal encore mal connu. Cependant la présence de pyrophyllite commune dans le Dévonien ainsi que le développement du chloritoïde dans le Nord-Est de la presqu'île de Plougastel montrent que, au moins localement, les conditions du faciès schistes verts ont été atteintes (Winkler, 1967, fig. 40, p. 177).

Fig. 1 — Coupe schématique de la presqu'île de Plougestel, illustrant le style tectonique de la région



FORMATIONS FILONIENNES DIVERSES

**Albitophres de Porsmilin.** Les Gneiss de Brest sont recoupés en plusieurs points, en particulier aux environs de Porsmilin, par des filons de composition albitophrique, dont la puissance n'excède pas quelques dizaines de centimètres. Ce sont des roches à grain fin, leucocrates, dont l'albite à quelques % An est le constituant principal ; quartz, muscovite et chlorite restent accessoires. Ces filons sont trop minces pour être représentés sur la carte. L'âge de leur mise en place, certainement postérieur à la phase majeure du métamorphisme régional, n'a pu être établi.

$\gamma^D$ . **Granites de la pointe du Diable.** A la pointe du Diable, entre les anses de Sainte-Anne et du Dellec, les schistes briovériens et les Gneiss de Brest sont recoupés par plusieurs filons de granite leucocrate, à texture cataclastique, mais non foliée ; ils offrent localement un faciès pegmatitique avec tourmaline fracturée. On peut sans doute rapprocher de ces filons, les veines de pegmatites à tourmaline, trop minces pour être représentées sur la carte, observées plus à l'Ouest près du fort du Dellec. L'époque de la mise en place de ce petit champ filonien n'a pas encore été précisée.

$\mu\gamma$ . **Microgranites**

• **Pays de Léon.** —  $\mu\gamma^{1K}$ . **Microgranite subalcalin du Bas-Léon.** Au Nord-Ouest de la feuille, entre Kerlazou et Guélenec, affleure l'extrémité méridionale d'un des plus importants champs filoniens microgranitiques de Bretagne occidentale, suivi d'une manière pratiquement continue sur 18 km de long, selon une direction subméridienne ; à l'Ouest de Lanrivoaré (feuille Plabennec), le champ filonien comprend une douzaine de filons répartis sur environ 3 km de large (Chauris, Hallégouët, Thonon et Vidal, inédit). Au Sud de la vallée de l'Aber-Ildut, le champ filonien perd de son importance et se réduit à un seul filon, tracé sur 6 km. Dans le cadre de la feuille Brest, ce filon recoupe près de Lamber, les mylonites de l'accident linéaire Molène—Moncontour. Des mesures géochronologiques ont établi que la mise en place de ces filons s'est effectuée vers  $282 \pm 5$  M.A., c'est-à-dire à la limite Stéphanien—Permien. Près de Guélenec, la phase phénocristalline des échantillons examinés varie entre 25 et 38 % : elle est constituée de quartz (6 à 8 %), de feldspath potassique (8 à 17 %), de plagioclase acide (6 à 11 %), de biotite (1,5 à 4,5 %) et localement d'un peu de cordiérite. Les analyses chimiques (tableau I, n° 13 et 14) indiquent une dominante potassique et une teneur en chaux relativement faible.

• **Rade de Brest.** Les *filons acides* de la rade de Brest sont mentionnés 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 elvans pour les roches porphyriques.

Leur cartographie d'ensemble révèle un dispositif en chapelet à peu près linéaire de direction N 65-70°E, s'étendant sur plus de 50 km. Seuls les affleurements les plus occidentaux figurent sur la présente feuille.

Dans le détail, les roches acides se présentent généralement sous forme de corps filoniens de puissance variable : de 1 m au Caro en Plougastel, à quelques dizaines de mètres à Squiffiec en Plougastel. Les plus abondants sont des *sills* parallèles à la stratification des formations sédimentaires encaissantes. Ils montrent fréquemment des bordures figées et, à leur contact, l'encaissant peut être induré sur quelques centimètres ; un exemple de ces phénomènes de métamorphisme est offert par l'encaissant en sill qu'envoie vers le Sud le microgranite de l'île Longue (Babin et al., 1968). Les *filons sécants* sont plus rares ; ils injectent des failles à fort pendage (Ty ar Moal) qui ne paraissent pas présenter de direction dominante. (L'île Longue

constitue le seul cas connu de gisement en *laccolite*). Sills et filons sécants ont été déformés avec leur encaissant par plusieurs phases tectoniques successives : ploiement au Caro en Plougastel, fragmentation et boudinage à Porsguen en Plougastel, fracturation avec parfois de beaux miroirs cannelés ou striés (Porsguen). Enfin, il faut signaler à Rostellec, aux salbandes de filons la présence d'une schistosité fruste dont la position chronologique est encore incertaine.

La minéralogie et la structure ont permis de distinguer sur la feuille Brest les variétés suivantes :

— un *microgranite monzonitique* ( $\mu\gamma^{2K-Na}$ ) constituant le laccolite de l'île Longue. Sauf aux salbandes, la roche est porphyrique, gris bleuté ; les phénocristaux, de plusieurs millimètres, sont les suivants : quartz globoïde, oligoclase xénomorphe, microcline intermédiaire, biotite légèrement chloritisée ; la mésostase, fine homogranulaire comporte les mêmes minéraux (tableau I, n° 15 et 16).

— une *microgranodiorite porphyrique* ( $\mu\gamma^{1-2Na}$ ) gris bleuté constitue de gros corps filoniens à Plougastel (Squiffiec, Gorréquer). 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 biotites, les unes chloritisées, les autres en gerbes décolorées, du quartz xénomorphe limpide et de petits granules de plagioclases sodiques. Les minéraux accessoires sont le rutile, abondant, l'apatite et le zircon (tableau I, n° 17) ;

— des *microdiorites quartziques très claires* ( $\mu\gamma^{1Na}$ ) apparaissent, dans le paysage ou les falaises, en filons ou panneaux déracinés de teinte blanchâtre (le Caro, Porsguen en Plougastel). 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, entourant parfois du feldspath potassique, biotites décolorées. La mésostase varie d'un type microgrenu équant presque felsitique, à un type microlitique ; elle comprend albite, quartz interstitiel et trame de paillettes de micas blancs. Le filon situé sur la grève est de Rostellec (Taladerc'h) présente une teneur élevée en soude (tableau I, n° 18) ;

— des *kératophyes quartziques* ( $K^{1Na}$ ) forment plusieurs sills à Rostellec. La roche d'allure quartziteuse est aphyrique à grain très fin (1/100 mm). Elle montre des microlites d'albite, de l'apatite, du quartz granuleux et de très rares chlorites effilochées (tableau I, n° 19).

Des mesures géochronologiques effectuées (Leutwein et al., 1969) sur la microdiorite quartzique du Roz en Logonna-Daoulas (feuille voisine le Faou) ont donné un âge de  $290 \pm 3$  M.A. (K/Ar sur roche totale).

#### v. Lamprophyres

• *Pays de Léon*. A l'Est du fort du Dellec, les Gneiss de Brest et leurs enclaves dioritiques sont recoupés, selon la direction N.NW, par un dyke de faible puissance présentant une altération en boules. Les parties fraîches, gris noirâtre, examinées en lame mince, apparaissent constituées de biotite, andésine, feldspath potassique, pyroxène ouralitisé et quartz. A Kerangall, près du Moulin Blanc, les schistes briovériens sont traversés par un filon basique de quelques mètres de puissance, que l'intensité de l'altération rend totalement indéterminable (lamprophyre ?). Par comparaison avec les filons de la rade de Brest, l'injection de ces dykes pourrait être rapportée au Carbonifère.

• *Rade de Brest*. v<sup>2</sup>. *Kersantite sombre*. De nombreux filons de *kersantites* ont été représentés sur la carte. Ils appartiennent tous au «type sombre à biotite» défini par D. Métais (1960).

Il s'agit *toujours* de filons à épontes nettes ; ils se disposent parfois en sills comme à Rostiviec en Loperhet ; le plus souvent, ils injectent des failles inverses peu inclinées (le Caro en Plougastel) ou des fractures à fort pendage (Quéléren en Roscanvel, île Longue) et tranchent avec elles les mégastructures de deuxième phase (voir paragraphe

tectonique). A l'île Longue, comme dans la presqu'île de Porsguen en Plougastel, les kersantites, recoupent également les roches filoniennes acides.

Conformément aux indications de D. Métais (1960), deux variétés ont été distinguées.

La plus fréquente est largement *grenue* avec une phase micacée, biotite noire ou mordanée souvent centimétrique, extrêmement abondante, formant jusqu'à 35 % de la roche. Les lattes de labrador ont quelques millimètres et se distinguent plus difficilement. Les autres espèces et assemblages minéralogiques invisibles à l'œil sont la micropegmatite et la calcite (fréquentes), des ferromagnésiens (clinopyroxène, amphibole), des minéraux opaques, de l'apatite en longues aiguilles et du quartz interstitiel. Les enclaves sont peu nombreuses ; elles ont été observées au Caro en Plougastel ; elles n'abondent guère qu'à l'Ouest de Camaret ; ce sont d'anciennes roches éruptives acides ou des xénolithes quartzeux ou feldspathiques.

Les kersantites sombres à *structure microgrenue* sont plus rares : Ty ar Moal dans la presqu'île de Porsguen en Plougastel, Rostellec en Crozon. La roche, plus fine, parfois aphanitique, présente un fond gris bâti sur un assemblage en gerbes de petites lattes de labrador presque nématiques ; entre ces lattes, grains millimétriques de chlorite, biotite de deuxième génération, quartz et calcite et quelques phénocristaux de biotite et de clinopyroxène toujours épigénisés en chlorite et calcite.

#### Ε. Dolérites et diabases

2Ε. *Intrusions ordoviciennes de Crozon*. L'intrusion doléritique de Lardanva, au Sud-Est de la feuille, se rattache à l'ensemble volcanique caradocien bien représenté sur le territoire de la feuille voisine Douarnenez.

3Ε. *Intrusions hercyniennes de la rade de Brest*. Les dolérites et diabases *hercyniennes* forment au Bindy en Logonna-Daoulas plusieurs sills puissants de 1 à 10 mètres. L'étude de leur gisement est particulièrement remarquable et diffère sensiblement de celui des kersantites.

Les sills sont pris dans des structures souples parfaitement conservées de deuxième phase (voir paragraphe tectonique) avec lesquelles ils forment, à l'Ouest de Yélen, de belles terminaisons péridinales ; dans la Grande Ile du Bindy, les plis se reconnaissent encore mais évoluent le plus souvent en petits chevauchements sud. Un dernier site, tout différent, est réalisé sur la grève méridionale de la presqu'île de Bindy où des lames de diabases, injectant des schistes dévoniens, ont été secondairement transformées en gros corps ovoïdes se chevauchant parfois.

Les dolérites forment les *filons les plus puissants* ; elles ne sont fraîches que dans la carrière, maintenant en partie comblée, ouverte au pied du point géodésique + 35. Elles se reconnaissent alors à leur teinte noir bleuté et leur cassure esquilleuse. Elles sont constituées d'une trame de labrador de plusieurs millimètres, qui enserre des clinopyroxènes calciques de type augite (structure intersertale). Les minéraux accessoires sont l'amphibole, les opaques et des micropegmatites.

Les diabases forment la quasi-totalité *des petits filons*. Leur structure est semblable à celles des dolérites, mais tout est épigénisé en calcite, chlorite, etc.

4Ε. *Intrusion post-hercynienne de Breterc'h*. Les falaises de Porsmilin, à l'extrémité occidentale de la feuille, interceptent le passage d'un puissant (25 m) dyke doléritique, subvertical, représenté sur la feuille voisine (le Conquet), où il est souvent dédoublé, jusqu'à la crique de Breterc'h, soit sur environ 9 km. Le dyke réapparaît en presqu'île de Crozon et, plus au Sud encore, entre Douarnenez et Quimper. Il est parallèle à une importante fracture tardi-hercynienne, à cisaillement dextre, connue sous le nom de *faille Kerforme*. Sa mise en place a été fixée aux environs de 190-200 M.A. (Leutwein et coll., 1972), c'est-à-dire vers la limite Trias—Jurassique. A Porsmilin, le dyke peut être tracé sur l'estran à marée basse, puis sous les eaux grâce à l'examen des photographies aériennes. Son décrochement local par des failles N.NE témoigne de

de l'existence de mouvements cassants post-triasiques. Pétrographiquement, il est constitué par une dolérite ophitique à labrador (An 65) et augite avec inclusions d'olivine pseudomorphosée. Une analyse chimique en est donnée dans le tableau I, n° 20 ; la dolérite de la Mort-Anglaise près Camaret, en presqu'île de Crozon, présente la même composition (tableau I, n° 21).

**Q. Quartz.** Les filons quartzeux sont nombreux dans le Léon. Seuls les plus importants ont été représentés. Ils montrent des directions et des structures diverses. Le principal filon reconnu est lié à la silicification d'une zone broyée directionnelle qui affecte les Gneiss de Brest ; l'intensité de la silicification est variable selon les points ; ce filon arme les Gneiss de Brest et joue ainsi un rôle morphologique important ; il a été suivi sur plusieurs kilomètres, depuis le Sud de Guipavas (feuille Plabennec) jusqu'à Brest. D'autres filons de même direction, mais d'extension plus réduite, ont été tracés plus au Nord (Kervézennec) ou plus à l'Ouest (Kervéan au Nord-Ouest de Loc-Maria-Plouzané). Près de Ty Ruz, un filon de quartz subvertical jalonne une zone écrasée le long de l'accident linéaire Molène—Moncontour. Cependant, la plupart des filons quartzeux sont orientés plus ou moins perpendiculairement aux directions structurales majeures. D'Est en Ouest, on notera : le filon de Kerabivin dans les schistes de l'Elorn ; du Lannoc, dans les Gneiss de Brest ; du Hildy, également dans les Gneiss de Brest, jalonnant la vallée de la Maison Blanche ; du Nord de Kervaziou, dans le massif de Saint-Renan—Kersaint, à texture rubanée et localement en cocarde ; du Cosquer et de Kerallan parallèle au cours supérieur de l'Aber-Ildut ; les nombreux et puissants filons des environs de Plouzané : Kerarmerrien, jadis exploité pour l'empierrement ; Coz Castel Nevez ; Bréhellen—le Louch—Ouest de Kerarguen, accompagné dans sa partie méridionale d'importantes venues d'eau ; Kervao—Kervalvar, etc.. Le plus souvent, le quartz de ces filons présente une teinte blanchâtre. L'arméthyste n'a pas été observée ; dans la carrière de Kerguillo, un petit filon présente de belles cristallisations de teinte rougeâtre ; un peu à l'Ouest du débouché du vallon de Déolen affleure un filon à texture géodique. Tous les grands filons représentés sur la carte semblent stériles.

#### FORMATIONS TERTIAIRES

**p. Pliocène marin. Sables et galets.** Dans la presqu'île de Crozon, au pied de falaises mortes et au fond de vallées fossiles, subsistent des formations marines. Les affleurements du pourtour de la baie de Roscanvel (Pen-ar-Poul-Tremet et Kervéguen) sont peu importants, mais dans la dépression comprise entre les anses du Fret et de Dinan, les dépôts s'étendent plus largement. Ils remblaient une ancienne vallée abandonnée à la suite du détournement du ruisseau de Kerloc'h vers l'anse de Dinan. Le sommet du remblaiement culmine vers 35 mètres d'altitude ; localement, comme au Nord de l'étang de Kerloc'h, sa base s'abaisse au-dessous du niveau des hautes mers. Ces formations se distinguent des plages anciennes quaternaires du littoral finistérien par l'absence de grenat et par une altération parfois intense de certains constituants comme les galets de Grès armoricain. Divers arguments permettent de les rapprocher des dépôts pliocènes de Toulven au Sud de Quimper (B. Hallégouët, 1976).

Sur le plateau du Léon, des restes de formations marines subsistent à l'Ouest de Loc-Maria-Plouzané, près de la Madeleine, vers 90 mètres d'altitude. Sur le territoire de la feuille voisine (Douarnenez) des sables et des galets marins affleurent à 130 mètres, au Ménez Luz près de Telgruc. Leur présence permet de conclure qu'au moment de leur dépôt, toute la feuille Brest à l'exception, peut-être, de la butte de Kerudu, à l'Est de Plougastel-Daoulas, était recouverte par la mer.

**g1. Oligocène inférieur. Argiles, sables, galets et dépôts organiques.** Les sondages effectués par la Co.Mi.Ren au fond de la vallée de l'Aber-Ildut ont révélé un important

remblaiement formé de galets, de graviers et de sables plus ou moins argileux. La grande excavation creusée jusqu'à 11 mètres de profondeur à l'Est de Pont-Corf, n'a pas permis d'atteindre le bed-rock ; il a été alors possible d'observer, sous 3 à 4 mètres de sable et de gravier remaniant des formations marines, un niveau organique interstratifié dans des argiles. Ce dépôt renferme un assemblage palynologique assez semblable à celui de Saint-Jacut-du-Méné (Côtes-du-Nord). Il peut être rapporté à la base de l'Oligocène (g1). La présence de microfossiles (Microforaminifères, Dinophycées) fait envisager la possibilité d'une influence marine. Dans les dépôts inférieurs, les sables comprennent une faible proportion de grains d'origine marine. Cependant la présence de bancs de galets formés en grande partie par le Grès armoricain de la presqu'île de Crozon permet de penser qu'à cette époque l'Elorn et les rivières du Sud de la rade de Brest n'avaient pas encore été capturées par la rivière du goulet de Brest et qu'elles s'écoulaient toujours par la vallée de l'Aber-Ildut (B. Hallégouët, M.-F. Ollivier-Pierre et J. Estéoule-Choux).

**III. Tertiaire indifférencié. Argiles, sables et galets d'origine marine.** D'autres sondages réalisés par le B.R.G.M. ont permis de préciser l'extension des formations tertiaires qui sont généralement masquées par 2 à 4 mètres d'alluvions quaternaires. Dans l'axe de la vallée, où le substratum a été atteint à des profondeurs variant entre 8 et 15 mètres, on constate l'existence de cuvettes séparées par des seuils transversaux. Ces accidents pourraient être dus à de légers rejeux d'origine tectonique.

L'absence de grès ou de quartzites paléozoïques dans les lentilles de galets interstratifiées de Lanniquer permet de penser que la mise en place de ce matériel est postérieure au détournement des rivières de la rade de Brest vers l'Iroise. Ces formations seraient par conséquent plus récentes que celles de la carrière de Pont-Corf. L'examen des dépôts occupant le seuil entre les bassins hydrographiques de l'Aber-Ildut et de la Penfeld suggère qu'ils correspondent au moins à trois formations :

- sables marins renfermant parfois de la glauconie,
- sables éolisés repris par la mer,
- sables quaternaires remaniant les dépôts plus anciens.

Dans les niveaux argileux interstratifiés, la kaolinite est prépondérante par rapport à l'illite. En outre, la présence de pyrophyllite, bien connue dans les formations du Paléozoïque de la rade de Brest, fournit un argument supplémentaire pour la communication entre la rade de Brest et la vallée de l'Aber-Ildut.

Des galets marins anciens apparaissent aussi, sensiblement vers la même altitude, au fond de la cuvette de Plouzané. Ils sont vraisemblablement contemporains des précédents. Le placage de sable et de galets s'étendant en contrebas du Roc'h-Nivélien sur le versant méridional de la vallée de l'Elorn affleure vers 65 mètres. Il est également d'origine marine. Les dépôts marins découverts plus à l'Est au fond de l'estuaire de l'Elorn (feuille Landerneau) sont moins élevés ; ils ne se poursuivent pas sur le territoire de la feuille Brest (B. Hallégouët, 1976).

#### FORMATIONS QUATERNAIRES

#### Formations marines pléistocènes

**My. Plages anciennes pléistocènes.** En plusieurs points du littoral, des affleurements de galets ou de sables marins témoignent d'anciennes lignes de rivage.

Sur le territoire de la feuille Brest, les *plages anciennes* ne dépassent pas 3 mètres au-dessus du niveau des hautes mers, mais sur les feuilles voisines elles sont plus élevées et atteignent parfois une vingtaine de mètres d'altitude. Certains dépôts sont consolidés par suite de la précipitation du fer amené par les eaux continentales et forment de vastes placages sur les estrans : Corijou en Camaret et côte de Lanvéoc. Les plages anciennes englobent de nombreux éléments allogènes. Le cordon fossile de l'anse de Pen-Hat en Camaret comprend 4 % de roches inconnues sur le continent ;

celui de Trégana renferme de nombreux fragments de schiste alors que la plage actuelle en est totalement dépourvue. Les quartz et les quartzites très émoussés apparaissant dans certaines plages anciennes de la rade de Brest (Kerlécu) proviennent du remaniement des dépôts pliocènes ; l'usure des sables de quelques formations littorales anciennes (Portzic) s'explique par le fait que la rade de Brest forme un piège où des héritages des transgressions du Tertiaire se sont conservées (B. Hallégouët, 1973).

Dy. **Sables dunaires pléistocènes.** Des *sables dunaires anciens* sont observables dans plusieurs coupes. Ceux du fond de l'anse de Pen-Hat reposent sur une plage ancienne ou sur des formations argileuses déposées dans un étang de barrage ; dans la partie supérieure de la dune s'intercale un niveau de *head* périglaciaire surmonté d'un paléosol. La dune ancienne du Corijou, dans l'anse de Camaret, ne repose pas sur le cordon fossile et est interstratifiée dans les dépôts périglaciaires.

MLy. **Dépôts marins, lacustres et tourbeux interstratifiés dans les dépôts périglaciaires.** A certaines plages anciennes sont associés des dépôts organiques interglaciaires renfermant des pollens et des bois fossiles. L'analyse pollinique des dépôts de Trez-Rouz a permis d'y distinguer deux interglaciaires (M.-T. Morzadec, 1969). L'interglaciaire supérieur a été assimilé à l'Eemien et l'interglaciaire inférieur a été rattaché à l'Holsteinien. Ils sont séparés par des coulées de solifluxion d'une phase froide qui serait l'équivalent du Saalien. Dans les dépôts interglaciaires inférieurs, la présence de Chénopodiacées et d'Hystrichosphères indique la proximité d'un rivage marin ; dans les dépôts eemiens, l'argile grise surmontant un niveau de sable roux bien classé contient une végétation herbacée caractéristique d'un type d'étang fréquent le long des côtes au niveau des plus hautes mers. Aux deux phases tempérées de Trez-Rouz correspondent donc deux transgressions marines qui ne semblent guère avoir dépassé l'altitude de 6 à 8 mètres au-dessus du niveau moyen actuel. Les plages normanniennes affleurant sur les estrans ou légèrement au-dessus du niveau actuel des hautes mers sont donc antérieures à la dernière période glaciaire ; elles peuvent dans certains cas être plus anciennes que l'Eemien.

### Formations continentales

Sy. **Formations périglaciaires : limons, argiles à blocs.** Le relief est empâté par une masse énorme de produits de gélivation parfois épaisse de plus de 10 mètres (anse de Kerdreïn, côte de Lanvéoc). De nombreuses dépressions sont en partie remblayées par des argiles à blocs, des arènes gélifluées et des limons qui proviennent du déplacement par gravité des débris libérés par la gélivation le long des pentes, sous la forme d'un écoulement pâteux solifluidal.

La nature et l'importance des coulées périglaciaires dépend beaucoup de la composition du substratum. Les granites de Saint-Renan et de Kersaint fournissent des formations limono-sableuses parfois litées où les blocs anguleux sont en général peu abondants (Keraliou en Plouzané). Dans les gneiss et les micaschistes qui fournissent beaucoup de limons, les coulées périglaciaires sont habituellement peu épaisses. Sur les versants, des phénomènes de fauchage sont fréquemment observables. Les grès et les quartzites du Paléozoïque alimentent d'épaisses coulées de *head* où des blocs de plusieurs tonnes sont fréquents : versant nord de la vallée de l'Elorn. Sur les schistes, les coulées sont généralement peu épaisses mais en bas des versants des accumulations importantes peuvent exister.

En bas de versant ou sur les replats, les coulées pierreuses sont souvent surmontées par des limons qui, épaissis par colluvionnement, peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur (anse de Kerdreïn) ; quelques placages peu épais de limon, non représentés sur la carte, apparaissent aussi sur les plateaux. Ces limons essentiellement composés de quartz proviennent du remaniement par le ruissellement de débris fournis par la gélifraction ou de lœss déposés par les vents. La présence de cailloux éolisés

sur les plateaux témoigne de l'action du vent durant les périodes froides du quaternaire.

#### Analyse granulométrique de limons

Localisation	< 2 $\mu$	< 20 $\mu$	< 40 $\mu$
Cloastr—Guipavas	15,4 %	40,15 %	78 %
Kermeur—Guipavas	16,6 %	42,9 %	80 %
Kerdreïn—Plougastel	21 %	48,5 %	82,5 %
Kermoign—Brest	17,5 %	41,5 %	80 %

Un triage et une concentration des minéraux lourds, consécutifs à l'action du ruissellement, ont été parfois observés au sein des coulées périglaciaires de l'anse de Bertheaume (L. Berthois et L. Dangeard, 1929) et de celles des versants de la vallée de l'Aber-Ildut (Co.Mi.Ren.).

Des sols fossiles interstadières ou des dépôts interglaciaires apparaissent parfois au sein des coulées périglaciaires. La présence de telles formations dans la coupe de Trez-Rouz en Camaret a permis de distinguer des coulées appartenant à trois époques glaciaires. Le *head* rubéfié inférieur pourrait être elsterien, la coulée moyenne serait saaliennne et les dépôts supérieurs weichseliens (M.-T. Morzadec, 1969).

GP. **Grèze litée.** Certains schistes et un faciès du Gedinnien en particulier se révèlent très propices à la formation de grèzes litées (Loc'h en Landévennec, côte de Lanvéoc). Il s'agit de formations de versant montrant 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 (A. Guilcher et A. Moign, 1973).

**Alluvions et colluvions des vallées.** Fy. **Alluvions anciennes.** — Fz. **Alluvions modernes.** Dans les vallées se sont déposées des alluvions sableuses ou argileuses souvent mêlées à des cailloux anguleux. Elles peuvent, dans les vallées de l'Aber-Ildut et de Plouzané masquer des dépôts plus anciens. Près de Kerac'hor en Piouzané une ancienne terrasse fluviatile (Fy), située légèrement au-dessus du flat de la rivière de Plouzané, a livré un très beau biface de l'Acheuléen moyen (B. Hallégouët, inédit). Les terrasses fluviatiles apparaissant au fond de l'estuaire de l'Elorn ne se poursuivent pas jusque sur la feuille Brest. Les alluvions de l'Aber en Crozon ne correspondent pas à un ancien passage de l'Aulne. Elles sont fréquemment interstratifiées dans les formations périglaciaires.

Les sondages réalisés par la Co.Mi.Ren., dans le flat de l'Aber-Ildut au Sud du granite stannifère de Saint-Renan, ont montré dans les alluvions supérieures, dont l'épaisseur atteint parfois 4 mètres, une succession de niveaux sableux et de lits argileux. Les formations alluviales des vallées des presqu'îles de Plougastel et de Crozon sont en règle générale plus argileuses ou plus caillouteuses que celles des vallées du Léon.

Les alluvions des vallées proviennent du remaniement des coulées périglaciaires et des produits de l'altération des roches par les courants fluviatiles concentrés dans les thalwegs. Les ruisseaux qui divaguaient à la surface des flats importants ont creusé et lavé, au fur et à mesure de leur arrivée au fond des vallées, les coulées périglaciaires. Il s'est alors formé des dépôts de chenaux appauvris en argile et enrichis en minéraux lourds. L'exploitation du flat de Moulin du Châtel sur la rivière de Plouzané à la limite nord de la feuille a montré les traces d'anciens travaux miniers (cassitérite alluvionnaire) se traduisant dans la stratigraphie par des amas de cailloux avec peu de matrice, des poches de sable graveleux parfaitement lavé, des lentilles d'argile correspondant à d'anciens bassins de décantation et des puits remplis de tourbe.

**Tourbes.** Les formations tourbeuses ne sont pas rares ; dans le fond de la vallée de l'Aber-Ildut elles peuvent localement atteindre 2 mètres d'épaisseur. Elles affleurent aussi sur les estrans. Les placages des anses du Portzic et de Porsmilin où apparaissent

des troncs d'arbres sont contemporains de la transgression flandrienne ; ils sont peu étendus et reposent sur des sols fossiles.

Les tourbes de l'anse de Trez-Rouz ont été datées par la méthode du radio-carbone de 24 000 avant le présent mais elles sont certainement plus anciennes (M.-T. Morzadec, 1969).

### Formations marines actuelles

**Dz. Sables dunaires flandriens.** Les sables dunaires de la presqu'île de Crozon sont généralement peu épais et ne représentent parfois qu'un saupoudrage qui n'a pas été représenté sur la carte. Ils atteignent au maximum une dizaine de mètres d'épaisseur au fond de l'anse de Dinan et 5 mètres au Nord de celle de Pen-Hat où, poussés par le vent, ils ont escaladé la crête de Lagatjar (60 mètres) pour s'étaler sur le versant opposé. Sur la côte méridionale du Léon, la dune de Trégana ne dépasse pas 2 mètres.

Les sables dunaires sont bien triés et leur grain moyen varie entre 0,840 et 0,965 mm. Leur teneur en carbonates dans la presqu'île de Crozon est comprise entre 56 et 67 % mais à Trégana elle n'est que de 12 %.

Les dunes fossilisent de vieux sols archéologiques ; au fond de l'anse de Dinan, elles recouvrent un cimetière qui pourrait être médiéval comme celui de Saint-Urmel au fond de la baie d'Audieme. Les dunes ont pu commencer à se mettre en place dès l'Age du Fer ; leur édification s'est poursuivie au Moyen-Age et leur fixation est postérieure au XVI le siècle.

**MZG. Blocs et galets marins des plages.** Ces dépôts sont fréquents sur les estrans où ils forment quelquefois des accumulations importantes. Leur formation résulte de l'attaque et du remaniement par les vagues des coulées périglaciaires, du déblaiement des éboulis des falaises ou de la destruction des plages anciennes.

Les galets des cordons du vestibule du goulet de Brest sont pour la majeure partie formés de quartzite et de Grès armoricain. Leur taille et leur degré d'usure sont très variables d'un point à l'autre de la côte. Dans l'anse abritée de Porz Naye et la crique du Corijou au Nord-Ouest de Camaret, où les médianes d'éroussé se situent autour de 200, le matériel est peu usé. Dans les secteurs exposés comme à la pointe des Capucins, les médianes d'éroussé sont plus élevées (460). Les galets les plus usés se trouvent sur le littoral méridional du Léon. Les médianes d'éroussé des galets de grès et de quartzite du cordon de Porsmilin pourtant relativement abrité se situent autour de 600. La flèche de Camaret constitue la plus belle accumulation du vestibule du goulet de Brest. Elle est accrochée à la côte au sud de la pointe du Grand Gouin et elle s'allonge sur 900 mètres environ en formant une véritable jetée naturelle qui a été renforcée par l'homme pour protéger le port de Camaret.

Dans le goulet de Brest, les galets sont généralement bien éroussés. Dans les secteurs exposés le dégrossissage des blocs anguleux est rapide et il a suffi de 6 mois pour que les blocs anguleux de gneiss rejetés sur l'estran lors de la construction de la centrale du Portzic deviennent des galets (L. Berthois, 1949).

Les estrans de la rade de Brest sont souvent couverts de cailloux masquant parfois des dépôts périglaciaires ou des plages anciennes : Lanvéoc. Du fait de la faiblesse des vagues dans ce milieu estuarien, le matériel des cordons littoraux a gardé en grande partie ses caractères originaux dérivant de la fragmentation par gélifraction. Aussi les médianes d'éroussé sont généralement faibles et se situent aux environs de 200. Les cordons littoraux de la rade sont de types variés et fort nombreux. Ils ont été étudiés par À. Guilcher (1957) qui a mis en évidence plusieurs types d'accumulation :

- des cordons accrochés à leurs deux extrémités et barrant des dépressions littorales :

Illien, Larmor, Porsguen,...

- des tombolos reliant des îles à la côte : île du Bindy, île du Renard,...

- des queues de comète formées en arrière d'îles plus éloignées de la côte : île Ronde, île Trébéron,...

- des flèches à pointe libre sub-parallèles à la côte : anse de Penfoul, anse du Moulin-Neuf,
- des pouliers barrant un estuaire, dont l'extrémité libre a été unie à la terre par une chaussée : Caro, le Fret, Pen-ar-Poul-Tremet,...
- des pouliers en chicane : Loc'h de Landévennec,...
- des pouliers intérieurs érigés entre le fond de l'anse et son entrée : l'Auberlac'h.

**Mz. Sables et graviers des plages.** Dans le vestibule du goulet de Brest, des dépôts sableux apparaissent fréquemment sur les estrans. Ils s'étendent largement dans les anses de Dinan et de Pen-Hat. Des plages sableuses découvrent aussi à marée basse au pied des falaises des anses de Pen-Hir et de Camaret et devant Trégana et Porsmilin dans l'anse de Bertheaume. Ces sables sont généralement bien triés, mais leur granulométrie est très variable. Il en est de même pour la teneur en calcaire. Au fond de l'anse de Dinan, elle est en moyenne de 60 %, mais sur les plages de Trégana et de Porsmilin, elle ne dépasse pas 18 %. Sur la plage de Trégana, des sables à grenat, à staurotide et à épidote sont parfois observables.

Les accumulations de sable apparaissant dans les criques de la côte méridionale du Léon à la sortie du goulet sont très calcaires (76 % au Grand Minou) et font l'objet d'une exploitation intensive. Par contre, le sable des plages situées plus à l'Est dans le goulet de Brest est très pauvre en calcaire (0 % à Sainte-Anne-du-Portzic).

Dans la rade de Brest, les plages de sable créées artificiellement doivent être régulièrement approvisionnées (Moulin Blanc). Des estrans sableux découvrent cependant à marée basse devant les grèves caillouteuses des presqu'îles de Plougastel et de Crozon. Ces sables, dans les zones abritées, deviennent rapidement vaseux. Ils sont moins triés que ceux du vestibule du goulet de Brest et ne sont pas très riches en calcaire : 15 % devant Illien ar Guen à Plougastel.

**MzV. Vases.** Les dépôts vaseux, comprenant une majorité d'éléments inférieurs à 50  $\mu$ , couvrent de vastes étendues dans la ria de l'Elorn et sur les rives des petits estuaires de la baie de Daoulas. Leur partie supérieure, parfois occupée par la végétation, forme des schorres qui s'étendent largement en bordure de l'Elorn, à l'Est de Kermeur-Saint-Yves. Des coquilles et des graviers apparaissent souvent dans la vase et ils constituent fréquemment le fond des chenaux qui serpentent à marée basse sur les slikkes.

### Formations anthropiques

**X. Remblais.** Le développement du port de Brest a entraîné la formation de dépôts artificiels en bordure du rivage. Une partie de la ville de Brest a été reconstruite sur des remblais masquant d'anciennes vallées et l'emplacement des fortifications. Au Nord de la ville, les ordures ménagères s'entassent par couches successives dans la vallée du Spernot qui se comble peu à peu.

Au Sud de la rade de Brest, la Marine nationale a procédé à d'importants travaux de remblaiement dans le secteur de l'île Longue et dans le fond de l'anse du Poulmic.

### GÉOLOGIE MARINE

Plusieurs campagnes de dragage et de carottage en mer ont permis une bonne connaissance des formations meubles de la rade de Brest et de l'Iroise. Par contre, les données relatives au socle sont bien moins précises.

### Socle

Mis à part quelques crêtes rocheuses portant des îlots, les affleurements de socle sont extrêmement réduits sur le territoire de la feuille Brest.

Le Briovérien (b) au Sud du port de commerce de Brest est connu par de nombreux sondages et offre des faciès identiques à ceux de la vallée de l'Elorn.

Les Quartzites de la Roche-Maurice et le Grès armoricain (02) constituent respectivement à la sortie du goulet de Brest et à l'Ouest du Toulinguet et de Pen-Hir les seuls reliefs sous-marins importants de la carte.

Les données sur les formations de l'Ordovicien moyen et supérieur et du Silurien (03-s) sont pratiquement inexistantes ; par contre, l'ensemble Prégédinnien—Dévonien (S4-d) a été reconnu en plusieurs points dans le Nord de la rade de Brest et au Sud-Ouest du goulet grâce à une série de carottages effectués pour l'aménagement du port de Brest.

Ces prélèvements ont été rapportés aux formations du Prégédinnien—Dévonien inférieur, à l'exception de trois carottages situés à 2 km à l'Ouest de la pointe du Corbeau. Ceux-ci montrent un faciès très écrasé de schistes noirs pyriteux à quartz, illite, chlorite et pyrophyllite contenant des amandes centimétriques de calcaire microcristallin et lardés d'innombrables filonnets de calcite blanche. Ce faciès d'allure bréchique, recoupé sur 13 m par l'un des sondages, n'a pu être rapporté, de façon certaine, à aucun des faciès du Dévonien de la rade.

Dans l'anse de Bertheaume, la limite Gneiss de Brest—Granodiorite de Trégana reste encore indéterminée.

Le fait le plus marquant de la géologie sous-marine de la feuille est la disparition, le long de la faille de l'Elorn, dans le Nord de la rade de Brest, des Quartzites de la Roche-Maurice et formations associées. Dans la partie orientale de l'Iroise, à l'Ouest du plateau des Fillettes, ces formations, prises en écharpe par la faille des Respects (feuille le Conquet), sont à nouveau supprimées.

### **Dépôts meubles**

#### **Couverture sédimentaire quaternaire**

Les chenaux sous-marins de la rade de Brest permettent de repérer approximativement le tracé des principales vallées. La vallée de l'Elorn se suit jusque dans le goulet de Brest où les courants de marée se sont opposés à la sédimentation ; ensuite, dans le vestibule du goulet de Brest, elle est masquée par un important remblaiement. Des profils sismiques et des carottages ont permis de préciser l'épaisseur et la nature des sédiments dans le Nord de la rade, le goulet et l'anse du Fret.

La puissance de la sédimentation est variable. Dans le goulet, elle ne dépasse pas 1 ou 2 mètres, mais le long du flanc nord du chenal de l'Elorn, près du banc de Saint-Marc, elle peut atteindre 30 mètres. Près de l'île Longue, dans l'anse du Fret, les formations meubles atteignent 12 mètres d'épaisseur, mais devant Lanvéoc leur puissance n'est plus que de 5 mètres. Les bancs de la rade masquent une topographie très irrégulière et les sondages effectués sur les bancs du Corbeau et de Plougastel ont rencontré des épaisseurs très variables de matériaux meubles.

Le remblaiement est composé de galets marins ou fluviatiles, de formations péri-glaciaires, de vase flandrienne et de sable coquillier actuel. Au niveau du banc de Saint-Marc, le Pléistocène repose sur une argile grise dérivant de l'altération des quartzophyllades de l'Elorn ; dans l'anse du Fret également, le substratum schisteux est parfois profondément altéré. Dans le chenal de l'Elorn, les dépôts périglaciaires à blocs ne sont pas toujours conservés et les galets reposant sur la roche proviennent du remaniement de dépôts marins anciens par la rivière lors de la dernière glaciation et au début du Flandrien. La sédimentation flandrienne est représentée dans les chenaux par des sables fins, plus ou moins vaseux, recouverts par des sables grossiers, riches en coquilles de Mollusques ; sur les bancs, un maërl peu sableux se superpose aux sables fins vaseux. La sédimentation flandrienne à caractère estuarien a débuté dans la rade vers le milieu de la période boréale (8 000 avant l'actuel) à 32 mètres sous le niveau actuel de la mer. Elle est restée active jusqu'à la fin de la période atlantique en se

déplaçant progressivement des vallées vers les hauts-fonds. La sédimentation de type moderne, riche en coquilles de Mollusques et en *Lithothamnium*, apparaît sur le banc de Saint-Marc vraisemblablement au cours du Sub-Boréal alors que la mer envahissait plus largement la rade de Brest (M.-T. Morzadec, 1974).

### Couverture sédimentaire récente

De nombreux dragages effectués dans le vestibule du goulet de Brest et dans la rade ont abouti à la réalisation d'une carte sédimentologique des fonds sous-marins (A. Guilcher, F. Hinschberger, A. et Y. Moign et M. Pruleau). Les sédiments homogènes n'ont que des superficies restreintes et le plus souvent on a des mélanges où peuvent entrer en proportion variable des cailloutis, des graviers, des sables et des lutites.

**Cailloutis.** Seuls ou mêlés aux sables et aux graviers, les cailloutis se situent habituellement dans le voisinage immédiat des fonds rocheux. Ils sont abondants autour des écueils qui prolongent la pointe du Toulinguet ainsi que dans l'axe du goulet de Brest. Dans la rade, les cailloutis sont rarement absents et sont disséminés à la surface du sédiment. Ils n'ont été représentés que dans la partie centrale de la rade, où ils se concentrent dans l'axe des profondeurs supérieures à 20 mètres.

A l'exception de la fosse nord du goulet où ils peuvent être très bien émoussés et d'éléments bien roulés provenant d'anciens cordons littoraux, les cailloutis sont souvent anguleux et semblent provenir du remaniement par la mer, des coulées périglaciaires à bloc. Leur origine est en majeure partie locale et ils n'ont subi qu'un transport très réduit.

**Graviers et sables.** Les formations de graviers et de sables sont largement réparties sur toute la feuille. Dans le vestibule du goulet de Brest, les courants de marée ont construit des formes d'accumulation considérables. Au Nord du goulet, le banc du Minou se poursuit jusqu'au Sud de l'anse de Bertheaume ; au Sud, le banc Extérieur se traduit par l'avancée vers le Sud-Ouest de l'isobathe — 20 mètres. A l'intérieur de la rade, les sables et les graviers constituent des bancs généralement peu profonds et uniformes. Leur contact avec les chenaux sous-marins se fait souvent par des pentes assez fortes.

Les teneurs en calcaire de ces sédiments sont en moyenne très élevées et peuvent dépasser 70%. Elles résultent de la présence de débris coquilliers et de maërl. Celui-ci prolifère sur les bancs à faible profondeur et il cède la place aux coquilles dès que les lignes bathymétriques atteignent 19 mètres ou que la turbidité des eaux devient trop forte.

Dans la rade, le sédiment est souvent composé de deux fractions distinctes : une fraction grossière calcaire et une fraction fine minérale. A l'extérieur de la rade, où les courants et les vagues sont plus efficaces, des débris coquilliers sont par contre plus fins et mieux triés.

Dans le vestibule du goulet de Brest, deux nappes de sable coquillier apparaissent. Celle du Nord ne dépasse pas le milieu de l'anse de Bertheaume ; celle du Sud plus importante s'étend jusqu'à l'entrée du goulet et entre ces deux nappes subsiste un sable plus fin, moins calcaire qui s'étend de la pointe du Minou à la Parquette.

Dans la rade et le goulet, les mélanges comprenant plus de 60 % de gravier caractérisent les parties profondes où circulent des courants de marée rapides. Ce sont les fosses nord et sud du goulet et la zone située en dessous de l'isobathe — 20 mètres dans la partie occidentale de la rade. De part et d'autre de cette bande, on passe successivement à des zones de sédiment de plus en plus fin.

**Lutites.** Elles entrent dans la composition de mélanges avec des graviers ou des sables dans toute la rade orientale et l'estuaire de l'Elorn. Elles apparaissent également dans la baie de Roscanvel et dans les anses du Fret et de Camaret. Au fond de l'estuaire de l'Elorn, dans l'anse du Poulmic et dans la baie de Daoulas, qui apparaissent comme des secteurs de décantation, elles sont prédominantes : 50 à 80 %. Ces sédiments fins pro-

viennent sans doute du lessivage par la mer de l'argile interstitielle des coulées de *head*.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Les ressources en eaux souterraines du Massif armoricain ont été exagérément minimisées. Les précipitations assez bien étalées tout au long de l'année, de 110 mm en décembre à 35 mm en juillet (Brest—Tour César) sont en effet à l'origine de nombreux réservoirs aquifères qu'on ne connaît le plus souvent que par les émergences qu'ils fournissent. Les rares sondages effectués récemment, mais aussi l'analyse du régime d'étiage des eaux de surface, laissent présager des nappes pérennes importantes dans quelques-unes des formations géologiques de la région brestoisie.

### Domaines hydrogéologiques

#### Au Nord de l'Elorn

Les *Gneiss de Brest* constituent la formation principale. L'étude de leur perméabilité d'ensemble permet d'opposer leur partie méridionale à texture granitoïde, peu arénisée (du château de Brest à Toulbroc'h) et leur partie septentrionale franchement gneissique et beaucoup plus altérée.

La perméabilité de détail est bâtie sur l'anisotropie structurale au sein des gneiss :

— des drains naturels sont réalisés par les joints conformes à la foliation, c'est-à-dire de direction N 70° E à pendage sud, et par les zones broyées transverses selon les directions N 30°, N 140°, N 170° E ;

— des mises en légères surcharges apparaissent au droit de zones ou panneaux lithologiquement différents : contacts entre faciès granitoïde et faciès gneissique, filons de quartz, niveaux de quartzites et de micaschistes qui pendent systématiquement vers le Sud.

Ces deux types de détail conduisent à toute une série d'émergences, le plus souvent pérennes, localisées :

— sur les flancs, à proximité du contact faciès gneissique—faciès granitoïde, souvent d'ailleurs, en rabattement de joints ouverts conformes : lavoir de Kerarros, sources des ruisseaux des Quatre Pompes et de la Maison Blanche ;

— au toit ou au mur des filons ou niveaux précités : sources de Larc'hantel à Brest, du Coat en Plouzané.

Dans la partie orientale de la feuille, les zones faillées soulignant le contact des Gneiss de Brest et des quartzophyllades de l'Elorn sont à l'origine d'émergences ponctuelles (Coatmez au Relecq-Kerhuon, Kervellie en Guipavas).

Les données sont encore trop fragmentaires pour que l'on puisse déjà réaliser des cartes piézométriques, même partielles ; toutefois l'on connaît l'altitude moyenne du toit piézométrique à l'Ouest de Brest (rue Anatole France). Il est placé à la cote + 75—80, soit à 10 à 15 m de profondeur. Exceptionnellement dans l'axe des synclinaux pincés de Paléozoïque reconnus plus à l'Est, limite nord du Relecq-Kerhuon (feuille Plabennec), une saturation totale peut faire affleurer, même en points hauts, le toit piézométrique et faire déborder les puits.

Le style hydrogéologique des *Gneiss et micaschistes du Conquet* est moins bien connu. Les nombreuses émergences sont toutes de type dépression en marges ou dans l'axe de thalweg (Kerguelen en Loc-Maria) ; mais la couverture d'altérites peut rabattre localement l'eau ou au contraire la diffuser (la Madeleine en Loc-Maria-Plouzané).

Le *Granite de Saint-Renan—Kersaint* forme par son arène importante un site hydrogéologique assez homogène avec de nombreuses sources d'affleurement (Kéroual

en Guilers). La seule anisotropie est réalisée par les bandes mylonitiques s'étendant de Kerguillo près Penfeld, à Lamber en Ploumoguier, ou par les septa de migmatites situés à l'Est de Ploumoguier. Des émergences jalonnent ces formations : Lamber en Ploumoguier, Lesvézennec en Plouzané, Trégorf en Saint-Renan.

Les *Quartzophyllades briovériens* sont statistiquement imperméables dans leur masse et assez pauvres en eaux souterraines. Quelques émergences secondaires liées à des fractures est-ouest présentent de fortes variations saisonnières (Kermadec au Relecq-Kerhuon, Kergleuz en Guipavas, Kermeur-Saint-Yves en Guipavas).

### **Au Sud de l'Elorn**

Les particularités hydrogéologiques sont dictées par la lithologie des formations paléozoïques et leur relief appalachien, armé par le Grès armoricain et les quartzites gédinniens.

Ces grès et quartzites constituent le seul réservoir aquifère intéressant. L'eau y migre à la faveur de joints ou de zones broyées pouvant occasionner de petites émergences au sein de la formation elle-même. Mais les sources les plus fréquentes sont situées au voisinage du contact avec les formations voisines (le Restou et Kernaou en Crozon).

Le plus souvent, il y a mise en charge secondaire des placages périglaciaires reposant à proximité des grès (environs de Crozon ; Keréroult en Plougastel).

Les Grès de Landévennec et les Calcaires de l'Armorique sont toujours aquifères dans leur masse ou dans leur coiffe d'altération avec une très grande porosité d'interstice au sommet des premiers. Mais leur position étant souvent synclinale au fond de quelques vallées (Poulmic en Lanvéoc, Sainte-Christine en Plougastel), leur nappe soutient systématiquement les horizons alluvionnaires sus-jacents, ainsi que les eaux de surface.

Les derniers sites aquifères remarquables sont à signaler dans les petits bassins alluvionnaires le plus souvent modestes (ruisseaux de l'Aber et Kerloc'h en Crozon, rivière de Pont-l'Hôpital en Plouzané). Une mention particulière concerne la vallée de l'Aber-Ildut où s'est conservé un petit bassin tertiaire, recouvert par des dépôts quaternaires. La puissance de ces formations dépasse 13 m entre Castel-an-Daol en Guilers et Coadénez en Plouzané où une vaste nappe, localement captive, a été mise en évidence. Les côtes relevées au cours des sondages varient de 47,00 à 38,30 m et montrent une surpression d'environ 1,50 m d'eau, maintenue par les dépôts argileux fins de la partie supérieure du remblaiement quaternaire.

### **Exploitation**

L'exploitation de l'eau, liée aux besoins locaux s'est longtemps limitée aux captages placés sur les émergences elles-mêmes. Ainsi les captages en pleine nappe sont très rares : l'Hospitalou en Plouzané sur nappe phréatique alluviale, Lodoën en Plougastel dans une nappe soutenue sous thalweg, le Coat en Plouzané sur une nappe localement captive dans des joints gneissiques. Les ouvrages coiffant d'anciennes émergences sont toujours modestes, de type puits traditionnel (Kerarguen en Plouzané) ou le plus souvent à réseau de drains (100 m de drains profonds de 5 m à Keréroult en Plougastel, 150 m de drains à Coatmez au Relecq-Kerhuon).

Les débits restent toujours faibles (2 l/s au Coat, 4 l/s à Lodoën), ce qui peut satisfaire uniquement de petites collectivités : associations syndicales groupant quelques fermes (Trégorf en Saint-Renan), quelques villages (Chapelle Croix et Kermeur-Saint-Yves, Plouzané, Loc-Maria), syndicats communaux (Plougastel, à qui les différents captages fournissent en étiage 1 300 m<sup>3</sup> par jour).

Les eaux exploitées dans les quelques captages cités sont généralement peu minéralisées, agressives et acides, à températures relativement élevées et variables. Leur résistance est moyenne à peu accentuée (3 000 à 5 000 Ω.cm) mais jamais très faible même en pays granitique. Le pH est acide, variant de 5,1 à Lamber en Ploumoguier

à 6 à Kervelic en Guipavas, ce qui nécessite une neutralisation par chaux, maërl ou poudre de marbre. Le degré hydrotimétrique (T.H. = 5 à 10°) traduit des eaux jamais dures, souvent même trop douces à l'exclusion de Plougastel. Les concentrations de nitrates (5 à 70 mg de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> par litre) 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 30 à 70 mg de Cl<sup>-</sup> et 8 à 53 mg de SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> par litre.

Les seules exceptions sont réalisées par le captage de Breleis et à moindre part par celui de Kergonnec, tous deux en Plougastel. Drainant une nappe située *partiellement* dans les Calcaires de l'Armorique, ils livrent une eau à pH très proche de 7, à résistivité peu accentuée de 2 000 Ω.cm ; le T.H. est de 20° pour Breleis et le TAC (titre alcalimétrique complet) atteint aussi 20°, ce qui est en rapport avec le pH, la concentration en Ca<sup>++</sup> et la teneur en CO<sub>2</sub> libre.

Les vieilles sources de Keroual en Guilers ont été exploitées aux 18e et 19e siècles pour leurs eaux sulfureuses et ferrugineuses, en particulier à des fins thérapeutiques dans le traitement des maladies de peau. Leur teneur en sels dissous : sulfates et oxydes tient au site de leur zone d'appel dans le linéament au Sud du granite de Saint-Renan.

Sulfate de fer	8,36 mg/l
Oxyde de fer	6,84 mg/l
Chlorure de sodium	47,23 mg/l
Carbonate de calcium	4,61 mg/l

Le tourisme à Crozon, ou l'urbanisation dans la communauté urbaine de Brest, a contraint les services du Génie rural et de l'Équipement à se tourner vers l'exploitation des eaux superficielles sous forme de prises d'eau en rivières : par exemple celle de l'Aber, exploitée par le syndicat intercommunal de Crozon, celles de Kerleguer, Moulin Blanc avec son annexe au moulin de Kerhuon, chacune d'une capacité de 8 000 m<sup>3</sup> par jour, alimentent, avec Pont-ar-Bled sur l'Elorn (feuille Landerneau) d'une capacité 35 000 m<sup>3</sup> par jour, la région brestoise.

Les eaux brutes de ces prises diffèrent sensiblement des eaux de captages souterrains, notamment par leur pH et la concentration en fer :

	Résistivité Ω .cm	pH	TH	TAC	Nitrates NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	Chlorures Cl <sup>-</sup> mg/l	Sulfates SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup> mg/l	Fer mg/l
Aber	4180	7,1	9,0	4,0	8	46,1	24,7	0,6
Kerleguer	4712	6,9	9,0	2,0	30	42,6	28,8	0,2
Moulin Blanc	4408	6,9	7	2,8	35	42,6	28,6	0,2

La totalité du débit ainsi fourni satisfait les besoins présents ; elle ne pourra en aucun cas suffire si une industrialisation importante (raffinerie, cimenterie, etc.) est créée. Une première étape a consisté à augmenter la capacité de Pont-ar-Bled ; la seconde étape, en cours, permettra la régularisation du débit à la prise par la construction du barrage du Drennec en Sizun (feuille le Faou).

#### GÎTES MINÉRAUX

Le territoire de la feuille Brest renferme quelques gîtes métallifères, actuellement sans importance économique. Quelques granites sont exploités d'une manière intensive pour l'empierrement. Les alluvions des vallées, ainsi que les sables dunaires et marins sont également recherchés.

### Minéralisation en zircon et rutile du Grès armoricain (Zr — Ti)

Plusieurs occurrences de grès à zircon et rutile ont été découvertes dans la partie supérieure du Grès armoricain. Leur forte radioactivité due au thorium contenu dans le zircon a rendu possible leur prospection par scintillométrie (B. Mulot, 1969). Le mouvement radioactif régional est environ de 10 à 20 $\mu$  R/h (microröntgen par heure) ; le mouvement des grès minéralisés atteint souvent 200, parfois plus de 600, voire exceptionnellement 850 $\mu$  R/h.

Les principales occurrences suivantes ont été reconnues par B. Mulot.

- Les indices de Pen-Hir (5-4002), en Camaret, sont visibles à l'extrémité occidentale de la plage du Veryac'h, sous forme de blocs anguleux, parfois de grande dimension, provenant de l'éroulement de la falaise. Les concentrations sont situées à la partie tout à fait supérieure du Grès armoricain. L'intensité maximale de la radioactivité atteint environ 200 $\mu$  R/h.

- Les indices de Kerguélen et de Kerlaz (64001 et 4002), au Sud-Est de Camaret, forment deux alignements parallèles ; ils correspondent vraisemblablement à une même formation décrochée par une faille. L'indice de Kerlaz est bien exposé dans la falaise et sur l'estran où une lentille fortement minéralisée provoque, en un point, une radioactivité de 850 $\mu$  R/h.

- D'autres occurrences ont été décelées, sous forme d'éboulis, au Nord de la ville de Crozon (7-4001), à proximité de la route du Fret, ainsi qu'à l'Est de cette ville, près de Menez-Gorré (7-4002) et de Kerarvail (7-4003).

Les grès minéralisés sont des roches à grain fin, de teinte grisâtre, caractérisées par la présence d'innombrables lits ocre-jaune subparallèles, dont la puissance va d'un dixième de millimètre à plus d'un centimètre. Parfois, les lits sont discontinus et présentent des stratifications entrecroisées. L'examen au microscope montre que les lits ocre sont composés essentiellement de minéraux titanifères et de zircon. Ces lits sont séparés par des niveaux à dominante quartzreuse où les minéraux lourds sont rares. Les minéraux titanifères sont représentés, d'une part par du rutile détritique, d'autre part par une espèce en cours d'étude dont l'origine secondaire est attestée par les grains de quartz englobés. Le zircon se présente en grains roulés plus ou moins arrondis. En moyenne, les teneurs en oxyde de titane sont 3 à 4 fois supérieures à celles en oxyde de zirconium.

L'origine première de ces minéraux est à rechercher dans l'érosion des terrains précambriens. Les concentrations sont liées à la sédimentation marine détritique et peuvent être interprétées comme des *placers marins*. La partie supérieure du Grès armoricain s'est déposée dans une mer peu profonde, peut-être même dans les zones de balancement des marées, avec influence des vagues dans la concentration des minéraux lourds sur les hauts des plages.

### Minéralisations ferrifères sédimentaires

Des minerais de fer carbonaté sédimentaire sont connus depuis longtemps dans le Dévonien (M. Gouin, 1966). Les principaux indices sont situés dans l'anse du Poulmic (8-4001) au Nord de Lugunoat (Lanvéoc), à l'Est de Veryac'h (Sud de Camaret), à Quéléren, à Roscanvel. Des travaux de recherches ont été effectués, en 1929 et 1938, par la Société normande des mines, dans la presqu'île de Roscanvel et dans l'anse du Poulmic. A Roscanvel, six sondages ont été entrepris et l'un d'eux a été poussé jusqu'à 213 m de profondeur. Implanté dans les Schistes et Quartzites de Plougastel, il a recoupé, à 155 m, une couche de minerai de 1,70 m de puissance et, à partir de 201 m, un ensemble totalisant près de 2,50 m de minerai. Les analyses ont donné des teneurs en fer de l'ordre de 40 %. La succession rencontrée (Schistes et Quartzites de Plougastel, puis Grès de Landévennec) établit le renversement de la série stratigraphique. Actuellement, les affleurements les plus caractéristiques sont visibles à Quéléren (6-4003), entre les étangs de Pen-ar-Poul et Kervian (sidérite), ainsi qu'à l'Est de

Veryac'h, tant au niveau des basses mers (sidérite) que dans la falaise (limonite).

### Autres minéralisations

#### Pays de Léon

Les indices métallifères restent sporadiques dans la partie méridionale du Pays de Léon. Ils sont en relation avec le vaste massif granitique hercynien de Saint-Renan—Kersaint dont la feuille Brest n'intercepte que l'extrémité sud. Les minéralisations suivantes ont été mises en évidence :

**Scheelite.** • *Filons-diaclases à tourmaline* : formation d'allure filonienne, développée métasomatiquement dans le granite encaissant aux épontes d'une diaclase qui a servi de voie de passage aux apports pneumatolytiques (bore...). La tourmaline est le minéral constitutif essentiel ; une bande quartzreuse constitue parfois la partie centrale de la formation. La grande carrière ouverte près de Quilimerien (1-4002) dans le granite de Saint-Renan fournit un bon exemple de ce type d'occurrence. La puissance des épontes tourmalinisées varie du millimètre à quelques centimètres. Quelques plages irrégulières de scheelite apparaissent dans la masse même de la tourmalinite ; cependant, la plus grande partie de la scheelite s'est développée dans les veinules quartzreuses parcourant la tourmalinite, parallèlement à la direction des diaclases. La scheelite englobe la tourmaline et est, à son tour, recouverte par du quartz. Le mispickel accompagne fréquemment la scheelite dans les filonnets quartzeux ; il se présente aussi en mouches à l'éponte des tourmalinites. Quelques plages de cassitérite ont été également observées dans les tourmalinites.

- *Veinules irrégulières à tourmaline* : dans la carrière de Langongar (1-4003) (granite de Saint-Renan), la scheelite apparaît au sein de veinules irrégulières de tourmalinite qui recourent le granite ; un peu de mispickel s'est développé dans le granite à proximité de ces tourmalinites.

- *Filonnets quartzeux*. A 700 m environ à l'Est de Lamber (1-4004), le granite de Saint-Renan est recoupé par des filonnets quartzeux, de puissance centimétrique, minéralisés en scheelite (indice observé uniquement en éboulis).

- *Mylonites granitiques*. La scheelite a été également observée à l'Est de Lamber au sein du granite de Saint-Renan mylonitisé. Elle se présente en plages microscopiques, disposées en traînées parallèles à la foliation de cataclase, dans de minces lentilles quartzreuses contenant quelques débris de plagioclases, de rares cristaux de microcline résiduel et de petites baguettes de tourmaline.

- *Mylonites avec tourmaline*. Aux environs de Keryaouen (1-4005), des mylonites à tourmaline sont minéralisées en scheelite et mispickel.

**Blende, galène.** Un filon de quartz minéralisé en mispickel, blende noire, pyrite et galène a été signalé près de Pont-Corf (1-4001). Le quartz renferme de nombreux cristaux automorphes de mispickel, ultérieurement fracturés et corrodés localement par l'association blende, pyrite, galène ; les cavités d'altération sont tapissées de pyromorphite.

**Minéraux uranifères.** Quelques petits indices d'uranium ont été découverts en 1957 (Ch. Pavot) vers la zone de contact entre le granite de Kersaint et les gneiss mylonitisés, de part et d'autre de la vallée de la Penfeld, à l'Ouest de Lambézellec. Au Nord-Ouest de Petit-Spernot (2-4001) : chevelu filonien quartzeux dans les gneiss, présence d'autunite ; au Sud-Ouest du Grand-Spernot : filon de quartz NW—SE avec torbernite. Récemment (1977), la pechblende a été observée dans un filon de quartz recoupant les mylonites granitiques de la carrière de Kerguillo près Penfeld.

#### Presqu'île de Crozon et de Plougastel

La présence de galène a été signalée, voici environ 50 ans, lors du creusement d'un puits dans la cour de la ferme de Lardanva (8-4002) un peu à l'Ouest d'Argol.

Des tranchées ont permis de recueillir des rognons de galène à grandes facettes, ainsi que de la cérusite. Actuellement les observations sont impossibles et la morphologie du gîte reste inconnue. D'autres indices de galène existent certainement dans la région. En effet, les prospections alluvionnaires du B.R.G.M. (Guigues et Devismes, 1969) ont révélé la présence de ce minéral dans les alluvions à Lanvily (Nord-Ouest d'Argol), aux environs de Quélemn (au S.SW de Roscanvel), près de la pointe de l'Armorique (au Sud-Ouest de Plougastel). La baryte alluvionnaire a été également observée en ce dernier point.

#### Matériaux divers

**Sables dunaires et marins.** Des carrières de sable sont exploitées épisodiquement dans les dunes de l'anse de Dinan. Dans le vestibule du goulet de Brest, les tonnages de sables et graviers sont considérables. Ils permettront de relayer les gisements terrestres au fur et à mesure de leur épuisement et de l'augmentation des besoins. Le *trez* (sable calcaire à débris coquilliers) est abondant dans la rade de Brest et le vestibule du goulet, mais la couche exploitable est souvent trop peu épaisse. Seuls les bancs du Minou et de la pointe des Capucins sont activement exploités par les sabliers. Des bancs de maërl existent dans la rade de Brest et l'anse de Camaret, mais leur épaisseur est faible ; le banc le plus activement exploité est celui de Plougastel.

**Sables et graviers des vallées.** La compagnie minière de Saint-Renan (Co.Mi.Ren.) exploite (1976) près de Pont-Corf, dans la vallée de l'Aber-Ildut, des sables et graviers alluvionnaires d'âge tertiaire. Plus au Nord, aux environs de Saint-Renan (feuille Plabennec), les alluvions de l'Aber-Ildut étaient stannifères ; sables et cailloutis représentaient un sous-produit de l'extraction de la cassitérite ; les placers stannifères sont à présent épuisés. Dans la presqu'île de Crozon au Nord de l'étang de Kerloc'h, de petits gisements de sables et de graviers sont exploités épisodiquement.

**Matériaux d'empierrement.** Dans le Pays de Léon, on a jadis exploité pour l'empierrement les bancs de quartzites briovériens des Gneiss de Brest, ainsi que quelques filons de quartz ; à présent, toutes ces carrières sont abandonnées et parfois même comblées. En presqu'île de Grozon, le Grès armoricain a fourni aussi un matériau recherché. Les travaux d'aménagement du port de Brest (terrains gagnés sur la mer) avaient entraîné l'ouverture de carrières, dans les Gneiss de Brest, à proximité immédiate de la rade. Ces gneiss ont été utilisés également pour l'empierrement ; l'exploitation des grandes carrières de Mescalon et de Goarem Vors a été arrêtée récemment ; un peu à l'Est de Guipavas (feuille voisine Plabennec), les Gneiss de Brest sont encore activement exploités (empierrement et enrochement). Actuellement, sur le territoire de la feuille Brest, les matériaux d'empierrement sont fournis par deux grandes exploitations : carrières de Quilimerien, dans le granite de Saint-Renan, carrière de Kerguillo dans le granite de Kersaint, souvent intensément mylonitisé. Le microgranite de l'île Longue a jadis été intensément exploité pour la confection de pavés.

**Matériaux de construction.** Mis à part les sables alluvionnaires et les «gravillons» granitiques entrant dans la confection du béton, la feuille Brest ne fournit pas actuellement de matériaux de construction. Jadis, les Gneiss de Brest ont été exploités pour moellons. Les principales constructions du vieux Brest étaient faites en granite de l'Aber-Ildut (feuille Plouarzel).

**Pierres ornementales.** Aux temps mégalithiques, le Grès armoricain a été utilisé pour l'érection de menhirs (alignements de Lagatjar en Camaret). Durant l'Âge du Fer, la granodiorite de Trégana a servi à la confection de stèles.

**Calcaires.** Les lentilles calcaires sont relativement nombreuses dans le périmètre de la feuille Brest dans la formation du Dévonien inférieur dénommée Schistes et Calcaires de l'Armorique. Plusieurs d'entre elles ont été jadis exploitées pour l'obtention de la chaux : pointe de l'Armorique, île Ronde, fond de l'anse de l'Auberlac'h (Godibin, Pennanéac'h-Rozégat), la Fraternité.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

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

- itinéraire 4 : le Pays de Léon de Brest à Morlaix ;
- itinéraire 5 : de Brest à l'île d'Ouessant ;
- itinéraire 6 : monts d'Arrée-Huelgoat, vallée de l'Elorn de Lannion à Brest ;
- itinéraire 10 : de Brest à Douarnenez.

BIBLIOGRAPHIE

Articles et mémoires

- ADAMS C.J.D. (1967) — A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Islands (United Kingdom). Thèse, Oxford.
- BABIN C. (1963) — Faciès et faune malacologique du Famennien de Porsguen (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne* (1961), 1-2, p. 65-102.
- BABIN C. (1966) — Mollusques Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain. Thèse, 438 p.
- BABIN C, CAVET P., LARDEUX H., MORZADEC P., PARIS F., PONCET J. et RACHEBOEUF P. (1972) - Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIV, p. 94-109.
- BABIN C, CHAUVEL J., CHAUVEL J.-J., HENRY J.-L., LE CORRE C, MORZADEC P., NION J., PHILIPPOT A., PLUSQUELLEC Y. et RENAUD A. (1968)- Le Paléozoïque antécarbonifère de Bretagne (France). Résultats récents et problèmes actuels. *Casopis Miner. Geol.*, 13,3, p. 261-278.
- BABIN C, DARBOUX J.-R., DUEE G., GRAVELLE M., MORZADEC P., PLUSQUELLEC Y. et THONON P. (1972) - Tectoniques tangentielles et tectoniques superposées dans le Dévonien de la Rade de Brest (Nord-Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 280, D, p. 259-262.
- BABIN C, DIDIER J., JONIN M. (1968) - Un laccolite de microgranite en rade de Brest : l'île Longue. *Bull. B.R.G.M.*, 1,3, p. 1 -9.
- BABIN C, DIDIER J., MOIGN A. et PLUSQUELLEC Y. (1969) - Goulet et rade de Brest : essai de géologie sous-marine. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 11,1, p. 55-63.
- BABIN C. et PLUSQUELLEC Y. (1965) - «Ripple-marks» actuels et fossiles. *Penn ar Bed*, 7, 56, p. 34-40.
- BABIN C. et coll. (1976) — The Ordovician of the Armorican Massif. Proc. Symp. Birmingham, Palaeont. Soc. London, p. 11-40.
- BARROIS Ch. (1889) - Constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 16, p. 1-11.

- BERTHOIS L. (1949) — De la rapidité de l'action marine sur des blocs anguleux d'embranchement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19, p. 62-64.
- BERTHOIS L. (1954) — Contribution à l'étude des schistes cristallins des environs de Brest (Finistère). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9, 7, p. 3-18.
- BERTHOIS L. (1959) — Les formations périglaciaires de la région de Lanvéoc (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 34, p. 171-173.
- BERTHOIS L. et AUFFRET G. (1968, 1969) — Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. *Bull. C.O.E.C.*, 20, 10, p. 893-920 ; 21, 5, p. 469-485.
- BERTHOIS L. et DANGEARD L. (1929) - Formations quaternaires aux environs du Conquet et de Lanildut (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 10, p. 44-73.
- BISHOP A.-C., BRADSHAW J.-D., RENOUF J.-T. et TAYLOR R. (1969) - The stratigraphy and structure of part of west Finistère, France. *Quart. Journ. Geol. Society London*, 124, p. 309-348.
- BRADSHAW J.-D. (1963) — The lower Palaeozoic and lowest Devonian rocks of the Crozon peninsula (Finistère). Ph. D. Londres (inédit).
- BRADSHAW J.-D., RENOUF J.-T. et TAYLOR R. (1967) - The development of Brioverian structures and Brioverian—Palaeozoic relationships in West Finistère (France). *Geol. Rundschau*, 56, p. 567-596.
- BULTYNCK P. et PELHATE A. (1971) - Découverte de la zone à *Eosteinhorimensis* (Conodontes) dans le synclinorium médian du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, 73, p. 189-196, 1 p.
- CHAURIS L. (1965) — Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, 31, 2 18 p.
- CHAURIS L. (1969) - Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L., DEUNFF J. et PHILIPPOT A. (1970) - Découverte du Silurien à Graptolites près de Landemeau (Nord-Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 271, p. 2236-2239.
- CHAURIS L., DEUNFF J., LAPIERRE F., LEFORT J.-P. et PLUSQUELLEC Y. (1972) — Les formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 274, p. 2624-2626.
- 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, 280, p. 251-254.
- CHAURIS L. et HALLÉGOUËT B. (1973) - Les relations du Paléozoïque inférieur avec le socle précambrien du Pays de Léon, le long de la vallée de l'Elom. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 277, p. 277-280.

- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. et VIDAL Ph. (1977) - Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, C, IX, 1, p. 5-17.
- CHAURIS L., LE BAIL F. et MULOT B. (1972) - Les gîtes minéraux de la presqu'île de Crozon. *Penn ar Bed*, 8, 70, p. 321-333.
- CHAURIS L. et MICHOT J. (1965) - Sur la nature des «Gneiss de Brest» et sur leurs relations avec les quartzophyllades de l'Elorn et les micaschistes du Conquet (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 260, p. 240-242.
- CHAUVEL J.-J. et LE CORRE C. (1971) - La transgression paléozoïque et l'Ordovicien inférieur dans la presqu'île de Crozon (Finistère). *Mém. B.R.G.M.*, 73, p. 109-117.
- COLLIN L. (1912) — Étude de la région dévonienne occidentale du Finistère. Thèse, Paris, 470 p.
- COLLIN L. (1936) — Formations quaternaires de l'Ouest du Finistère. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, fasc. spéc, 69 p.
- DE LATTRE Ch. (1952) — Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 125 p.
- DEUNFF J. (1958) — Microorganismes planctoniques du Primaire armoricain. I. Ordovicien du Veryarc'h (presqu'île de Crozon). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, N.S. 2, p. 1-41.
- DEUTSCH S. et CHAURIS L. (1965) - Age de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du Pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 260, p. 615-617.
- FOURCY E. de (1844) - Carte géologique du Finistère. Paris.
- GARREAU J. (1968) — Aspects géographiques de la ville de Brest. *Penn ar Bed*, 54, p. 308-320.
- GOUIN M. (1966) — Synthèse des connaissances acquises sur les minerais de fer du département du Finistère. Rapport B.R.G.M.
- GOUZIEN V. (1934) — Contribution à l'étude géologique de la presqu'île de Crozon suivant la voie ferrée de Telgruc à Camaret. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne* (1930-31), I, p. 176-192.
- GUIGUES J. et DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, 71, 171 p.
- GUILCHER A. (1957) - Les cordons littoraux de la rade de Brest. *Bull. C.O.E.C.*, 9, p. 21-54.
- GUILCHER A. et LACROIX J. (1963) - Principaux caractères morphologiques de la côte sud-ouest du Léon (Bretagne). *Com. Tx. Hist. scient, Bull. Sect. Géog.*, Imp. nat., 75, p. 177-196.

- GUILCHER A. et MOIGN A. (1973) - Une grève litée littorale près du Loc'h de Landévennec (Rade de Brest). *Penn ar Bed*, 73, p. 79-85.
- GUILCHER A. et PRULEAU M. (1963) - Morphologie et sédimentologie sous-marines de la partie orientale de la rade de Brest. *Corn. Tx. Hist. scient., Bull. Sect. Géog., Imp. nat.*, 75, p. 81-116.
- HALLÉGOUËT B. (1971) - Le Bas-Léon (Finistère, France). Étude géomorphologique. Thèse 3e cycle, Brest, 260 p.
- HALLÉGOUËT B. (1973) — Les anciens dépôts littoraux de la rade de Brest. *Penn ar Bed*, 73, p. 104-110.
- HALLÉGOUËT B. (1976) — Les anciens dépôts marins et fluviatiles de la vallée de l'Elorn (Finistère). *Norois*, 89, p. 55-72.
- HALLÉGOUËT B. (1976) — Les formations de remblaiement des vallées de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Norois*, 92, p. 615-622.
- HENRY J.-L. (1969) — Micro-organismes *incertae sedis* (Acrítarches et Chitinozoaires) de l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère) : gisements de Mort Anglaise et de Kerglentin. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne* (1968), N.S., p. 59-100.
- HINSCHBERGER F. (1969) - L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Étude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse, 307 p.
- HINSCHBERGER F. et PAUVRET R.-B. (1968) - Les fonds sous-marins de l'Iroise et de la baie de Douarnenez. *Norois*, 58, p. 213-225.
- KERFORNE F. (1897) — Le niveau à *Trinucleus bureaui* dans le Massif armoricain et en particulier dans la presqu'île de Crozon. *Bull. Soc. sc. médic. ouest*, VI, 34, p. 247-257.
- KERFORNE F. (1901) — Étude de la région silurienne occidentale de la presqu'île de Crozon. Thèse, 234 p.
- KERFORNE F. (1921) - Sur les dunes de Camaret (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, II, fasc. spéc., p. 145-148.
- LAPPARENT J. de (1934) — Remarques sur les micaschistes qui affleurent le long de la côte ouest de la Bretagne en Pays de Léon. *Ann. Soc. géol. Nord*, 59, p. 3-22.
- LEUTWEIN F., SONET J. et ZIMMERMANN J.-L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, p. 1327-1330.
- LUCAS G. (1940) — Contribution à l'étude du Silurien de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne* (1938), p. 95-126.
- MELOU M. (1968) — Contribution à l'étude sédimentologique du Quaternaire sud-finistérien. L'anse de Trez-Rouz et la ria de l'Odet. Thèse 3e cycle, Paris, 81 p.

- MELOU M. et PLUSQUELLEC Y. (1975) - Sur *Bifungites* ? (*Problematica*) du «Grès de Kerneur», Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère, France). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 8, p. 465-479.
- METAIS D. (1960) — Étude pétrographique des kersantites et d'autres roches filoniennes de la rade de Brest. Thèse 3e cycle, Paris, 126 p.
- MICHOT J. et DEUTSCH S. (1969) - Les âges U/Pb de zircon et le polycyclisme des gneiss de Brest et des formations encaissantes (Bretagne). *Ann. Soc. géol. belg.*, 92,2, p. 263-269.
- MICHOT J. et DEUTSCH S. (1970) - U/Pb Zircon Ages and polycyclism of the gneiss de Brest and the adjacent formations (Brittany). *Eclogae Geol. Helvetiae*, 63,1, p. 215-227.
- MILON Y. (1928) — Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, 143 p.
- MOIGN Y. (1967) — Contribution à l'étude sédimentologique de la rade et du goulet de Brest. Dipl. École pratique des Hautes Études. 152 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1969) - Le Quaternaire de la plage de Trez-Rouz (NE de Camaret, Finistère). *Bull. A.F.E.Q.*, 2, p. 129-138.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique de dépôts organiques littoraux. Thèse, Rennes, 208 p.
- PHILIPPOT A. (1950) — Les Graptolites du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, VIII, 295 p.
- PHILIPPOT A. (1963) — Remarques sur la sédimentation de l'Ordovicien supérieur et de l'Ordovicien moyen dans la presqu'île de Crozon. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne* ( 1961 ), 1-2, p. 133-143.
- PIERROT R., CHAURIS L. et LAFOREST Cl. (1973) - Inventaire minéralogique de la France : 29 — Finistère. 118 p., 26 croquis localisation.
- PLUSQUELLEC Y. (1965) - Géologie de la presqu'île de Plougastel (Rade de Brest). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 1962-63, NS, p. 127-146.
- PRUVOST P., WATERLOT G. et COMTE P. (1943) - Le bassin carbonifère de Morlaix. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 212, p. 63-74.
- RENOUF J.-T. (1965) - The geology of the presqu'île of Plougastel-Daoulas (Nord-Finistère). Ph. D. (inédit), Londres.
- RENOUF J.-T. (1972) — Brachiopods from the Grès à *Orthis monnieri* formation of Northwestern France and their significance in Gedinnian/Siegenian stratigraphy of Europe. *Paleontographica*, 139, p. 89-133.
- ROLLAND Y. (1972) — Fours à chaux et gisements calcaires du Finistère. *Penn ar Bed*, 68, p. 197-213.

TAYLOR R. (1967) - The geology of the South-West Pays de Léon, North Finistère, France. Ph. D (inédit), Londres.

THONON P. (1973, 1975) - Quelques roches filoniennes de la rade de *Brest. Pennar Bed*, 72, p. 17-24, 80, p. 6-16.

#### **Ouvrages concernant l'hydrogéologie**

BRETON M. (1886) — Mémoire sur les eaux minérales de Keroual. 1 vol., 34 p., imprimerie et lithographie de l'Océan, 11, rue Kléber, Brest, 1886.

LIMASSET J.-C, LIMASSET O. (1967) - Ressources du sous-sol des régions économiques Bretagne et Pays de la Loire. Programme d'action géologique en vue de leur amélioration, D SGR 67 A.58 (direction des services régionaux).

PERPILLOU A. (1945) — Les pluies et l'alimentation des sources en terrains cristallins. *Annales géographiques*, 1945.

QUEMENEUR J. (1969) - Aménagement hydraulique et foncier rural du Nord-Finistère (climatologie, hydrologie, pédologie). 3 vol., thèse 3e cycle, Paris.

D.D.A. — Renseignements oraux.

Laboratoire municipal de Chimie de Brest : diverses analyses.

D.D.A.S.S. — Divers renseignements oraux.

#### *CARTES CONSULTÉES*

#### **Cartes géologiques à 1/80 000**

Feuille *Brest* (57)

. 1ère édition (1902) et 2ème édition (1949) par Ch. BARROIS ;

. 3ème édition (1972) par L. CHAURIS, B. HALLÉGOUËT, C. BABIN, Y. PLUSQUELLEC, P. MORZADEC et P. THONON.

#### **Cartes géologiques à 1/320 000**

Feuille *Brest—Lorient* :

. 1ère édition (1943) par P. PRUVOST, G. WATERLOT et P. COMTE ;

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

#### **Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/320 000**

Feuille *Brest* (1960), coordination par F. PERMINGEAT.

#### **Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000**

Feuille *Brest*, par F. HINSCHBERGER, 1ère édition (1968).

#### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Bretagne—Pays-de-la-Loire, rue Henri-Picherit, 44000 Nantes, soit au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

Les récents travaux en cours ou parus sur la stratigraphie du Silurien et du Dévonien ont entraîné une modification de certaines notations utilisées sur la feuille Douarnenez.

Les formations rencontrées sur les deux cartes étant identiques, les équivalences se feront facilement à l'aide des colonnes stratigraphiques annexées à la carte.

En ce qui concerne la feuille Brest à 1/80 000 :

s<sup>1</sup> = Grès armoricain

s<sup>2</sup> = Schistes de Postolonnec

s<sup>3</sup> = Sommet des Schistes de Postolonnec + Grès de Kermeur + Schistes du Cosquer/  
Tufs et Calcaires de Rosan

s<sup>4</sup> = Groupe de Kerguillé

d, = Schistes et Quartzites de Plougastel

d<sup>1</sup> = Grès de Landévennec

d<sup>2</sup> = Schistes et Calcaires de l'Armorique + Grauwacke du Faou + Schistes et  
Grauwackes de Reun-ar-C'Hrank

d<sup>3</sup> = Schistes, Grès et Calcaires de Troaon + Calcaires de Kergarvan

d<sup>5</sup> = Schistes de Traonlions

d<sup>6</sup> = Schistes kërabitumineux de Porsguen.

AUTEURS

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la notice, dont la coordination a été assurée par L. CHAURIS et Y. PLUSQUELLEC, est définie comme suit :

- Introduction : L. CHAURIS.
- Formations cristallophylliennes et granitiques du Pays de Léon : L. CHAURIS et B. HALLÉGOUËT ;
- Briovérien :  
Vallée de l'Elorn : L. CHAURIS et B. HALLÉGOUËT ;  
Presqu'île de Crozon : J.-R. DARBOUX ;
- Paléozoïque :  
Au Sud de la faille de l'Elorn :
  - . Ordovicien et Silurien : M. MELOU et Y. PLUSQUELLEC avec la collaboration de J.-J. CHAUVET et C. LE CORRE pour le Grès armoricain ;
  - . Dévonien inférieur : C. BABIN et Y. PLUSQUELLEC ;
  - . Dévonien moyen : P. MORZADEC ;
  - . Dévonien supérieur : C. BABIN, P. MORZADEC et Y. PLUSQUELLEC ;Au Nord de la faille de l'Elorn : L. CHAURIS et B. HALLÉGOUËT ;  
Tectonique : J.-R. DARBOUX ;
- Formations filoniennes diverses : L. CHAURIS, B. HALLÉGOUËT et P. THONON ;
- Tertiaire : B. HALLÉGOUËT et M.-F. OLLIVIER-PIERRE ;
- Quaternaire : B. HALLÉGOUËT ;
- Géologie marine — Socle ancien : Y. PLUSQUELLEC ; dépôts meubles : B. HALLÉGOUËT ;
- Hydrogéologie : B. HALLÉGOUËT et P. THONON ;
- Gîtes minéraux : L. CHAURIS et B. MULOT.

ANNEXE

TABLEAU I - ANALYSES CHIMIQUES

- 1 à 7 — Gneiss de Brest (1 : Petit Minou ; 2 : Laninon ; 3 et 4 : Portzic ; 5 : carrière de Goarem Vorz ; 6 et 7 : carrière de Pont-Cabioch)
- 8 — Amphibolite, carrière de Pont-Cabioch
- 9 — Cornéenne feldspathique, Ouest du fort du Dellec
- 10 — Schiste gréseux, carrière de Mescalon
- 11 — Granite de Saint-Renan, carrière de Quilimerien
- 12 — Granite de Saint-Renan, carrière de Langongar
- 13 — Microgranite, Sud de Guélenec
- 14 — Microgranite, Nord de Guélenec
- 15 — Microgranite, faciès porphyrique, île Longue
- 16 — Microgranite, faciès aphanitique, île Longue
- 17 — Microgranodiorite albitisée, Squiffiec
- 18 — Microdiorite, Rostellec
- 19 — Kératophyre quartzique, grande carrière de Rostellec
- 20 - Dolérite, Porsmilin
- 21 — Dolérite, Mort-Anglaise

*Les analyses ont été effectuées :*

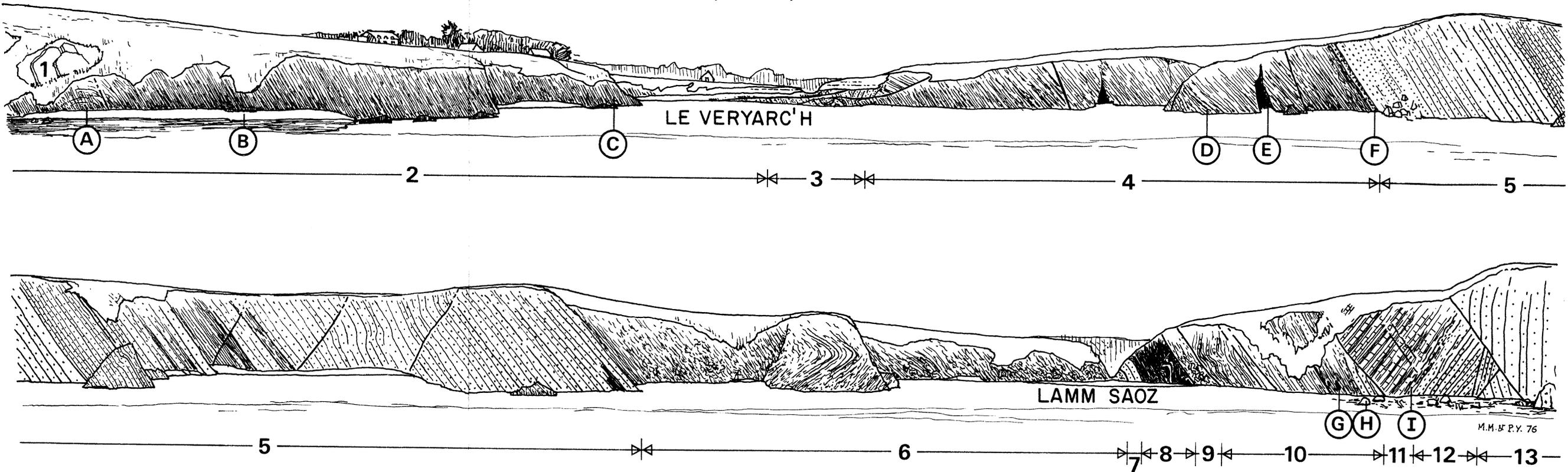
- . au laboratoire de minéralogie du Muséum de Paris (Patureau) : 1-5-9-10-11-12.
- . au laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Montpellier (Dupuy) : 6-7-8.
- . au laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Brest (Cotten) : 13-14-16-17-19-20-21.

Les analyses 2-3-4 sont extraites de la note de L. Berthois, 1954 ; 15-18 de la note de Babin et al., 1968.

**TABLEAU I - ANALYSES CHIMIQUES**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	67,10	69,50	65,50	68,20	66,00	69,80	68,90	49,00	55,25	63,25	71,60	71,50	72,00	73,10	70,60	72,00	72,10	70,20	72,00	50,40	50,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	15,40	17,50	12,10	16,30	14,42	15,09	17,12	22,50	19,30	15,45	14,20	14,45	14,40	15,00	14,16	14,95	15,25	15,73	15,26	14,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	3,84	3,14	4,86	2,05	0,85	1,17	3,26	4,70	2,15	0,08	1,30	1,75	1,36	1,65	1,60	1,32	0,90	1,08	10,74	10,76
FeO	2,90	2,96	2,16	2,24	3,70	2,30	2,18	7,70	2,70	3,35	1,40	1,10									
MnO	0,02				0,06	0,05	0,06	0,15	0,05	0,01	0,07	0,03	0,03	0,02	tr	0,03	0,03	tr	0,01	0,13	0,15
MgO	2,70	2,00	1,05	0,90	3,10	1,20	1,30	4,47	3,05	2,25	0,60	0,80	0,52	0,27	2,35	0,55	0,64	1,60	0,45	7,54	7,99
CaO	1,00	1,10	0,95	0,30	0,85	3,85	4,35	8,69	0,80	1,00	1,60	1,10	0,76	0,38	1,35	0,94	1,14	2,45	0,55	11,21	11,77
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,25	4,00	4,95	1,90	4,41	4,71	3,98	5,50	0,95	2,85	3,00	2,84	2,70	3,60	3,85	4,90	5,55	6,95	2,10	1,89
K <sub>2</sub> O	2,90	1,95	3,05	3,05	1,95	1,08	0,90	1,33	1,30	3,60	4,60	4,90	4,99	5,29	4,00	4,56	1,81	0,75	1,00	0,36	0,57
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,70	0,70	0,70	0,85	0,40	0,40	2,84	0,80	0,90	0,50	0,50	0,30	0,20	0,50	0,26	0,16	0,25	0,18	1,02	0,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23				0,20	0,16	0,18	0,39	0,09	0,08	0,18	0,08	0,14	0,22							
H <sub>2</sub> O	2,60	3,12	1,89	2,84	2,90	0,75	0,48	0,83	2,75	3,60	0,91	0,90	1,97	1,84	1,25	1,35	2,31	2,69	1,21	1,38	1,03
<b>Total</b>	<b>100,59</b>	<b>100,22</b>	<b>99,94</b>	<b>100,14</b>	<b>99,86</b>	<b>99,27</b>	<b>99,72</b>	<b>99,76</b>	<b>99,49</b>	<b>100,44</b>	<b>99,84</b>	<b>99,41</b>	<b>99,75</b>	<b>99,78</b>	<b>100,30</b>	<b>99,30</b>	<b>99,36</b>	<b>99,64</b>	<b>99,16</b>	<b>100,14</b>	<b>99,68</b>

Fig. 2 – Coupe du Veryarc'h – Lamm Saoz



Ces falaises offrent la coupe la plus complète du Massif armoricain dans les formations de l'Ordovicien et du Silurien ; le contact avec les Schistes et Calcaires de l'Armorique se fait au niveau d'une importante faille chevauchante

- 1 : Grès armoricain ;
- 2 : Schistes de Postolonnec (membre inférieur) ;
- 3 : Grès de Kerarvail ;
- 4 : Schistes de Postolonnec (membre supérieur) ;
- 5 : Grès de Kermeur ;
- 6 : Schistes du Cosquer ;
- 7 : Grès de Lamm Saoz ;
- 8 : Ampélites à *Monograptus* ;
- 9 : écaille de Schistes du Cosquer ;
- 10 : Schistes et Quartzites du Ludlow ;
- 11 : Schistes et Calcaires de l'Armorique ;
- 12 : Grès de Landévennec ;
- 13 : Grès armoricain ;

- A : niveau à *Didymograptus murchisoni* et *D. bifidus*,
- B : niveau à *Calix sedgwicki*,
- C : localisation du dernier *Didymograptus* de la formation,
- D : niveau à *Marrolithus bureaui*,
- E : localité fossilifère dite de "la grotte" à *Colpocoryphe lennieri*,
- F : banc à nodules phosphatés,
- G : nodules calcaires à *Monograptus fritschi*,
- H : blocs de kersantite à blocs de quartz,
- I : minerai de fer et sommet des Grès de Landévennec