



LA ROCHE- -BERNARD

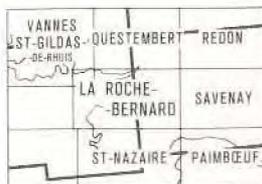
**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LA ROCHE- -BERNARD

IX-X-22

La carte géologique à 1/50 000
LA ROCHE-BERNARD est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : QUIBERON BELLE-ILE (N° 103)
à l'est : ST-NAZAIRE (N° 104)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
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	2
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	2
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	12
Paléozoïque	12
Tertiaire et Quaternaire	13
<i>GÉOLOGIE DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE ET DU PLATEAU CONTINENTAL</i>	19
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SOCLE	19
<i>CADRE LITHOLOGIQUE</i>	23
<i>MÉTAMORPHISME</i>	24
<i>DÉFORMATIONS</i>	26
<i>CONCLUSIONS</i>	29
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	29
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	29
<i>CARRIÈRES ET EXPLOITATIONS</i>	30
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	32
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	34
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	34
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	36
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	38
<i>ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	38
AUTEURS DE LA NOTICE	38

INTRODUCTION

Située à la partie sud-est du complexe géologique de Bretagne méridionale, la feuille la Roche-Bernard recouvre deux domaines métamorphiques différents séparés par la branche sud du grand accident cisailant de la zone broyée sud-armoricaine.

Au Nord : séries méso- et épizonales briovériennes et paléozoïques du *domaine ligérien* (micaschistes et roches basiques de la Bretesche—Missillac).

Au Sud : séries catazonales à épizonales du domaine de l'*anticlinal de Cornouaille*, qui occupent les trois quarts de la feuille (noyaux de granites anatectiques et ses enveloppes gneissiques et micaschisteuses).

Le *domaine ligérien* et l'*anticlinal de Cornouaille* sont recoupés obliquement (direction NW—SE) à la hauteur de la Roche-Bernard par les blastomylonites de la zone broyée (gneiss et granites blastomylonitiques sur près de 2 km d'épaisseur).

Les micaschistes de la Vilaine constituent le soubassement d'une pénéplaine au relief monotone, pénétrée profondément par la mer (marais de Kerfalher, d'Assérac et de la Grande Brière). Cette dépression est limitée au Nord par les hauteurs du *Sillon de Bretagne* et au Sud par le plateau granitique de Guérande. La côte très découpée montre des falaises peu élevées et des plateaux rocheux découvrant très loin à marée basse ; les falaises sont souvent couronnées de plages suspendues, de dunes ou de dépôts pliocènes.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

Groupe de Belle-Ile

Ce groupe comprend des micaschistes, principalement représentés à Belle-Ile-en-Mer (« phyllades de Saint-Lô séricitiques » de Ch. Barrois) et recouvrant lithologiquement les séries de l'estuaire de la Vilaine.

Dans le cadre de la feuille la Roche-Bernard, le groupe de Belle-Ile est réduit aux seuls porphyroïdes, quartzites graphitiques et quartzites séricitiques ; les niveaux volcano-sédimentaires d'aspect rythmique, associés aux porphyroïdes, et que l'on connaît à Belle-Ile (plage de Bordardoué) ou dans la basse Loire (Saint-Michel-Chef-Chef), ne peuvent être comparés qu'aux chloritoschistes de la pointe du Castelli.

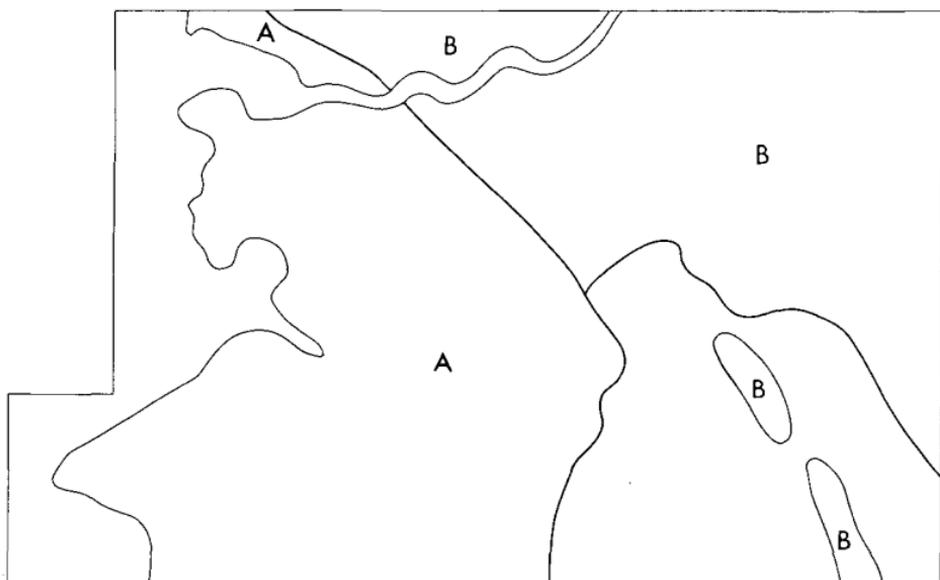
Nulle part, on ne rencontre les faciès grauwackeux caractéristiques des niveaux qui surmontent les porphyroïdes dans la partie méridionale de Belle-Ile (Kerdonis).

Les données sur la structure et le métamorphisme de ce groupe sont donc fragmentaires et uniquement fournies par les affleurements de la pointe du Castelli.

$\rho\xi^2$. **Porphyroïdes.** Les porphyroïdes affleurent dans les falaises au Sud-Ouest de Piriac-sur-Mer (entre la pointe du Castelli au Nord et la plage de la Mine au Sud) et dans la région d'Assérac (bourg d'Assérac, château de Kerougas, moulin de Pont-d'Arm) ; d'une épaisseur dépassant rarement 50 mètres, il est probable que ce niveau dessine une bande paraissant sur la carte parallèle aux quartzites graphitiques.

Ce sont des chloritoschistes de couleur verdâtre à l'état frais, le plus souvent blanchâtre par altération, contenant en abondance des amandes de quartz bleuté et des monocristaux de feldspath potassique dont la taille varie du millimètre à 2 ou 3 cm, donnant à la roche un aspect *œillé* caractéristique (« schistes ou micaschistes et gneiss granulitiques » de Ch. Barrois).

L'origine sédimentaire ou volcano-sédimentaire des porphyroïdes a été envisagée par J. Cogné à Belle-Ile (1960-1965) sur des critères morphologiques (quartz éclatés ou montrant des figures de corrosion magmatiques ..., etc.).



**Fig. 1 - Carte de répartition des levés
des terrains cristallins et cristallophylliens**

A : CL. AUDREN — B : P. JEGOUZO

Les porphyroïdes se débitent suivant une surface planaire unique, probablement parallèle à un ancien litage sédimentaire, surface correspondant à la schistosité régionale S1, et portant une linéation d'allongement des éléments figurés (cristaux de quartz et de microcline), linéation parallèle à la linéation des axes de pli P1.

L'étude micrographique montre que les éléments figurés sont des éléments clastiques (monocristaux de feldspath potassique, amandes monocristallines de quartz et parfois grands cristaux de plagioclase $An < 10\%$) qui se comportent comme des objets anté-schisteux vis-à-vis de la trame à muscovite + biotite chloritisée + chlorite + quartz. Des figures caractéristiques de *pressure shadow* (cristallisation de quartz tabulaire et (ou) isométrique dans les zones abritées de la déformation par la présence d'objets rigides) indique une rotation des clastes, puis leur fragmentation, suivie de la cimentation des débris par du quartz secondaire, suivant un plan de laminage tardi- à post-schisteux. A la limite, on observe une véritable mylonitisation, sans granulation des clastes, ce qui masque la véritable nature de la schistosité S1 dans un tel matériau.

Cependant, les chloritoschistes du Rocher Bleu montrent que S1 a peut-être une genèse par pli-fracture et on y observe des microlithons asymétriques très nets (pointe du Bichet).

Nombreuses veines interstitielles à S1 (à quartz + feldspath).

La schistosité régionale S1 est contemporaine d'un métamorphisme épizonal banal (M2) : il y a absence totale de minéraux relictuels.

X_{gr} , X_s . **Quartzites graphitiques et quartzites séricitiques.** Les quartzites graphitiques constituent un niveau repère continu de 50 mètres d'épaisseur environ, décroché par une succession de failles orientées S.SE—N.NW, et que l'on suit depuis la pointe du Castelli jusqu'au village de Kerverte au Nord d'Assérac ; de très nombreuses carrières

ont exploité ces quartzites, à la fin du siècle dernier (le Pabie, Pont-Melon, Keroua, Saint-Molf, Barzin, Landieul), une seule carrière restant encore active (le Pabie).

Des niveaux d'épaisseur comparable mais d'extension moindre existent dans la baie du Palandrin (Sud de Kerseguin) et dans la région de Sandun (Fontenay, Kerrobert). En dehors de ces niveaux représentables sur la carte, on note localement des lentilles graphiteuses discontinues, de taille très variable, disséminées dans la masse des micaschistes (la Ville-au-Vent, Boulay, Pompas, butte de Guelan).

Les quartzites graphitiques sont considérés comme d'anciens phanites : une matière opaque graphiteuse (en grains dans un fond de quartz isogranulaire) donne à la roche une couleur bleu-noir caractéristique (*Pierre bleue* des carriers). Quant aux quartzites blancs séricitiques, ils ne constituent jamais que des horizons peu développés dans les régions de Saint-Molf—Montpignac et de Saint-Lyphard (petits bancs de 2 à 3 m d'épaisseur ; une seule carrière, anciennement exploitée à Kerné).

Les porphyroïdes et les quartzites graphitiques sont presque toujours associés sur le terrain, les premiers surmontant lithologiquement les seconds.

Groupe de l'estuaire de la Vilaine

Ce groupe réunit un ensemble de micaschistes et de roches basiques correspondant aux « schistes à minéraux et micaschistes » de Ch. Barrois, ensemble qui englobe les micaschistes de la presqu'île de Rhuys (feuille Vannes). Des résidus d'un métamorphisme antérieur mésozoïque (M1) se trouvent dans les séries épizoïques (M2) de part et d'autre de l'embouchure de la Vilaine cependant qu'un métamorphisme thermique (M3) affecte tardivement l'ensemble.

Le métamorphisme M2 est contemporain d'une phase de déformation (plis P1) génératrice d'un clivage schisteux régional S1, qui se superpose à une phase de déformation ancienne (plis Po) dont la correspondance avec le métamorphisme M1 est incertaine.

Le gneiss de Pénestin occupe dans ce groupe une position tout à fait particulière puisqu'il n'est jamais connu en place.

ξ². **Micaschistes indifférenciés à muscovite et chlorite.** Ce terme désigne des micaschistes de faciès banal à muscovite, chlorite et quartz, avec ou sans résidus de biotite primaire, qui occupent des territoires pauvres en affleurements situés au Nord et au Nord-Ouest d'Assérac (bois de Monchoix, le Pont-de-Fer), au Sud d'Herbignac (la Cour-aux-Loups, landes de Belle-Vue) et dans la région de Saint-Lyphard. Ces micaschistes de couleur verte sont totalement altérés et ne conservent que leur aspect structural externe.

ξ²⁻¹. **Micaschistes à muscovite, chlorite, albite, biotite secondaire, avec résidus de biotite primaire, de staurotide et de grenat.** Ces micaschistes sont localisés de part et d'autre de l'embouchure de la Vilaine (entre Pen-Lan et Kerdauid pour la rive droite et entre Camoël et la pointe du Scal pour la rive gauche) et présentent tous les intermédiaires depuis les micaschistes très phylliteux jusqu'aux micaschistes leptynitiques (Tréhuiguer).

D'une manière constante ces micaschistes sont très riches en quartz exsudé sous forme de rouleaux allongés dans les charnières des plis P1 (rouleaux de 10 cm à 3 mètres de long).

La schistosité régionale S1 est soulignée par l'agencement planaire de quartz + muscovite + chlorite + biotite. Le grenat almandin et la staurotide sont des minéraux résiduels se comportant comme des objets anté-schisteux, le plus souvent entourés d'une bordure réactionnelle de quartz ou de petites muscovites.

La biotite primaire en petits cristaux brun-vert est faiblement pléochroïque et déstabilisée. Il existe par contre une biotite secondaire fortement pléochroïque, brun-jaune à brun verdâtre, contenant des zircons, ainsi qu'une muscovite secondaire en grandes lames ; ces deux minéraux sont post-schisteux.

L'albite ($An < 5\%$) se présente en porphyroblastes non maclés à contours globuleux, largement poeciloblastiques (pointe de Pen-Lan) ; elle fossilise d'anciennes surfaces structurales : c'est un minéral syn- à post-schisteux dont la croissance est souvent accompagnée d'une pseudo-rotation dextre ou senestre parallèlement au plan de schistosité (inclusions sigmoïdes, *pressure shadows*).

Tectoniquement isolé dans ces micaschistes, on observe un panneau d'une dizaine de mètres d'épaisseur constitué d'un micaschiste à sillimanite, staurotide et andalousite (falaises du Guernehué). La sillimanite se trouve à l'état de relique blindée dans une biotite verte, l'andalousite et même le grenat. La staurotide est d'autre part toujours incluse dans l'andalousite (ancienne association symplectique staurotide—disthène, le disthène ayant été épigénisé par l'andalousite ?).

ξ_g^2 . **Micaschistes à muscovite, chlorite, albite avec résidus de grenat.** Ce faciès est bien exposé sur la côte entre la pointe de Maresclé et la pointe de Pen-Bé ; on n'observe plus de staurotide, seul le grenat subsiste montrant des structures *rotationnelles* en « S » ou des structures linéaires aplaties parallèlement au plan de schistosité (baie du Palandrin). Au Nord de Pen-Bé les poeciloblastes d'albite contenus dans les micaschistes à grenat et biotite secondaire sont remarquables par les microplis fossilisés qu'ils renferment.

ξ_a^2 . **Micaschistes à muscovite, chlorite et albite.** Ils caractérisent un faciès monotone depuis la pointe de Merquel jusqu'à Piriac-sur-Mer. L'association minérale quartz + muscovite + chlorite souligne la schistosité recoupée par des porphyroblastes d'albite parfois très volumineux (2 à 3 cm dans les micaschistes de Kerdandec et de Lanseria) ; la tourmaline microscopique secondaire est localement très abondante (Port-au-Loup).

A la pointe de Merquel en particulier, et en divers points irrégulièrement distribués de la côte de Piriac, on observe encore des biotites résiduelles déformées, bien qu'aucun autre minéral ancien ne soit présent.

ξ_{ct}^2 . **Micaschistes à muscovite, chlorite, grenat et chloritoïde secondaire.** Ces micaschistes de couleur bleu-noir piquetés de grenats et de prismes de tourmaline sont localisés à Pointe Noire (en Mesquéry). Le chloritoïde se présente en cristaux tabulaires de grande taille, disposés de façon quelconque par rapport au plan de schistosité marqué par la muscovite primaire et la chlorite. Une muscovite secondaire fossilise des microplis intra-foliaux syn-schisteux soulignés à la fois par les impuretés carbonées (graphite ?) et par la muscovite primaire.

ξ_{gs}^2 . **Micaschistes à muscovite et chlorite primaires, avec biotite, grenat et staurotide secondaire.** On ne les connaît qu'à l'intérieur des terres (affleurements dans les fonds de fossés) dans la région de Saint-Molf et de Montpignac (faciès type). Ils se distinguent du faciès banal à muscovite—chlorite par la présence de staurotide et de grenat automorphes, poeciloblastiques et post-schisteux ainsi que de biotites de néo-formation. Cette association staurotide + grenat + biotite est antérieure à contemporaine d'une phase de crénulation de la schistosité régionale S1 par des plis en chevrons.

L'aire de répartition de ces micaschistes et l'aire de répartition de la linéation de crénulation se recouvrent assez bien autour de l'extrémité nord-est du granite de Guérande ; il est possible que le granite de Guérande ait induit dans les micaschistes encaissants des phénomènes thermique et dynamique plus ou moins synchrones (le phénomène thermique ayant précédé dans le temps le phénomène dynamique). Un faciès analogue se retrouve aux environs de Kergoche (Nord d'Assérac) sans aucun lien apparent avec le granite de Guérande.

δ_a^{11} , δ_p^{11} . **Amphibolites et pyroxénites.** Les roches basiques constituent des niveaux relativement peu épais (100 à 150 m au maximum) inclus dans les micaschistes à résidus de staurotide et de grenat (ξ^{2-1}) et dont l'importance des affleurements n'est due qu'au parallélisme de la côte et des structures P1.

Ce sont principalement des amphibolites à hornblende verte, albite—oligoclase ($An < 15\%$), épidote, muscovite, biotite chloritisée, quartz, parfois du microcline, sphère, des minéraux opaques, contenant des bancs discontinus et boudinés de pyroxénite à diopside, grenat et calcite (bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur).

L'albite—oligoclase forme des agrégats polycristallins poecilolitiques syn- à post-schisteux (le Moustoir, Coëtsurho) mais pouvant présenter simultanément des aspects anté- à synschisteux (prasinites de Tréhiguier). Le grenat manifeste au microscope des anomalies optiques et une zonation spécifique des grenats calciques (pyrénéites) ; ce grenat forme de grandes plages poeciloblastiques sans contours définis : il peut constituer de véritables grenatites (Coëtsurho) ou des skarns massifs à diopside et idocrase (le Moustoir, Tréhiguier).

Le débit planaire des amphibolites et pyroxénites représente vraisemblablement un litage sédimentaire parallèle à la schistosité régionale S1 ; les cristaux de hornblende déterminent sur ce plan une linéation minérale constante parallèle aux axes de plis P1.

Dans la masse des micaschistes du Sud de la Vilaine (ξ^2 , ξ_3^2) on n'observe que deux petits niveaux basiques à la pointe du Bile et la pointe de Pen-Bé. L'amphibole est une actinote et l'épidote une clinozoïsite ; le plagioclase montre de grands cristaux allongés rappelant une structure intersertale (anciens sills ?).

C. **Calcaire cristallin à trémolite.** Une lentille de cipolin, située sur la côte au Sud de Coëtsurho et à l'Ouest du Moustoir, a été figurée par Ch. Barrois (1897, 1ère édition de la feuille Quiberon à 1/80 000), puis par J. Cogné (1965, 2ème édition de cette même feuille) ; cette lentille exploitée en totalité a servi à alimenter un petit four à chaux à la fin du siècle dernier. Il s'agit d'un calcaire dolomitique blanc, finement cristallisé et chargé d'aiguilles de trémolite partiellement chloritisées.

ζ². **Gneiss de Pénestin à biotite secondaire.** Il affleure uniquement dans les falaises côtières entre la pointe du Scal et la pointe de Cofrenau au Nord-Ouest du bourg de Pénestin, ainsi qu'en copeaux isolés à la pointe de Pen-Bé et dans la carrière du Logo en Tréhiguier.

Ce gneiss œillé leucocrate à débit planaire (pointe du Halguen) est une mylonite développée soit aux dépens d'un granite, soit aux dépens d'un ancien gneiss œillé. Le feuilletage cataclastique, marqué par la muscovite, la chlorite et des cristaux de quartz aplatis et engrenés, contourne des feldspaths potassiques brisés et déformés (anciens phénocristaux) ainsi que des éléments œillés polycristallins (2 à 3 cm de diamètre) constitués de petits feldspaths potassiques jointifs (anciens porphyroblastes transformés en porphyroclastes par granulation). La biotite est toujours un minéral secondaire post-cataclastique. En dehors de Pénestin, le matériel d'origine peut être un gneiss banal (Pen-Bé) ou un micaschiste albitique (le Logo). Aucune structure plissée n'est visible : le seul élément orienté est une linéation cataclastique d'étirement de direction sensiblement nord—sud, portée par le plan de feuilletage.

Dans tous les cas, ces mylonites représentent des écailles tectoniques en position anormale (contacts chevauchants accompagnés de brèches et de mylonites variées) sur un substratum de micaschistes et de roches basiques qui constituent l'essentiel du territoire au Sud du domaine ligérien.

Groupe de l'anticlinal de Cornouaille

La mobilisation anatectique fondamentale d'âge hercynien précoce (360 M.A., Ph. Vidal, 1973) se manifeste de façon croissante vers le Sud-Est en direction du granite d'anatexie de Prinquiau (feuille Savenay) et vers le Nord-Ouest, en direction du môle anatectique de Sainte-Anne-d'Auray—Hennebont.

Les migmatites et granites blastomylonitiques (b_1M_1) et certains granites syncinématiques à deux micas (γ^2M_1) dérivent des faciès les plus profondément mobilisés au cœur de la voussure anticlinale. Seule la structuration intense qu'ils ont acquis au cours des mouvements tangentiels et cisailants de la zone broyée sud-armoricaine nous les ont fait ranger dans une autre rubrique.

Quant aux granites calco-alcalins de Ferel et d'Herbignac, ils ne représentent que l'expression intrusive d'un matériel également élaboré au cœur de la voussure.

Ce groupe de l'*anticlinal de Cornouaille* peut, au point de vue lithologique, être séparé en deux séries :

— la *série d'Arzal* : elle présente trois termes lithologiques qui sont du Nord au Sud : les gneiss amygdalaires de l'Isle, les gneiss leptynitiques du Drézet et les gneiss silico-alumineux du Broël ;

— la *série de la Chapelle-des-Marais* est essentiellement constituée de gneiss rubanés à granitoïdes (à biotite et sillimanite) dans lesquels la mobilisation se manifeste de façon croissante vers le Sud-Est. A l'intérieur de cette série peuvent être reconnus quelques niveaux lithologiquement remarquables, bien que de puissance réduite (gneiss d'affinité kinzigitique, calcaires cristallins, quartzites graphitiques, amphibolo-pyroxénites) et que l'on peut interpréter comme les témoins d'une ancienne stratigraphie.

§¹. **Micaschistes à biotite et muscovite de Camoël.** Ils semblent faire la transition entre, au Nord, le groupe de l'*anticlinal de Cornouaille* (en l'occurrence les gneiss et migmatites du Broël) et, au Sud, le groupe des micaschistes à muscovite et chlorite de l'estuaire de la Vilaine.

Au microscope, la trame est grano-lépidoblastique, principalement constituée de lamelles fraîches de biotite et muscovite ainsi que de quartz.

Quelques cristaux xénomorphes de plagioclase peuvent également être observés. Les résidus éclatés de grenat ne sont pas rares.

On peut également y noter la relative abondance de l'apatite disséminée dans la roche sous forme de granules sans forme extérieure définie.

Série d'Arzal

Elle affleure essentiellement dans la partie nord-ouest du territoire de la feuille et les trois formations qui la constituent sont relativement bien exposées sur les deux rives de la Vilaine.

La direction (N 100°E) de cette série est disharmonique par rapport à la direction générale de l'*anticlinal de Cornouaille* (N 120°E) dans cette région.

Elle est bordée au Nord et à l'Est par les migmatites et gneiss granitoïdes de la série de la Chapelle-des-Marais. Au Sud, les granites calco-alcalins de Férel et d'Herbignac se sont mis en place à la limite de cette série et des micaschistes à deux micas de Camoël.

§¹. **Gneiss amygdalaires de l'Isle.** Ils constituent, au point de vue géométrique, la partie inférieure de la série d'Arzal, les meilleurs affleurements se situent sur les rives de la Vilaine : à l'Est du Vertin (rive droite), à l'Ouest de l'Isle (rive gauche).

La foliation de ces gneiss est de direction N 100°E et pend d'une soixantaine de degrés vers le Sud. La linéation minérale est sub-horizontale dans ce plan. Le terme amygdalaire traduit la présence au sein de ces gneiss d'éléments figurés généralement polycristallins.

Une trame à texture grano-lépidoblastique, où coexistent le quartz, l'oligoclase, le microcline, la biotite et la sillimanite, plus rarement la muscovite, englobe une grande quantité d'amandes fusiformes allongées dans la foliation et qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur (cet allongement correspond également à la linéation décrite ci-dessus), pour une largeur moyenne de un centimètre environ ; ces amandes sont constituées d'une lignée dont l'un des termes est un microcline perthitique en individus éclatés et resoudés par des films plagioclasiques ou quartzeux. Ces individus sont souvent frangés d'une auréole oligoclasique. Le second terme se présente sous forme d'une association isogranulaire de petits plagioclasses (An 18-20) et de quartz.

Une légère différenciation anatectique, sous forme de petits rubans leucosomiques d'épaisseur inférieure au centimètre, peut être observée à l'intérieur de cette formation.

$\lambda\zeta^1$, δ . *Gneiss leptynitiques et roches basiques associées (gneiss du Drézet)*. Ils constituent la partie centrale de la série d'Arzal.

Les deux meilleurs affleurements de cette formation sont, d'une part, la côte située sous la station de pompage du Drézet (rive gauche), d'autre part, la carrière ouverte au Sud-Ouest d'Arzal pour servir à l'édification du barrage, où la foliation métamorphique de direction N 100°E pend de 60° à 70° vers le Sud.

Le type général se présente sous forme d'un rubanement centimétrique à décimétrique de zones claires essentiellement quartzo-feldspathiques et de zones sombres plus riches en biotite. Sur les sections perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation ce rubanement est continu et régulier ; perpendiculairement à ces deux éléments structuraux, on observe un effilochage des zones sombres dans la masse leucocrate selon des figures évoquant des plis.

En lame mince, la roche est principalement constituée de quartz, plagioclase (An10-15), microcline ; la biotite (de couleur brun-vert) se présente soit sous forme de grands individus brisés et éclatés, soit sous forme de petites lamelles fraîches.

Les roches basiques associées à ces gneiss leptynitiques sont cantonnées à la partie sud de la formation sous forme de lits d'épaisseur décimétrique. Il s'agit pour l'essentiel de gneiss amphiboliques ou d'amphibolites rétro-morphiques par rapport à un fond plus ancien de gneiss à pyroxènes ou de pyroxénites. Des faciès granitoïdes actuellement orthogneissifiés se sont injectés dans la formation sous forme de filons ou filonnets de puissance variable.

$M^{2\text{si-A}1}$. *Gneiss migmatiques silico-alumineux (gneiss du Broël) à exsudats granitiques et pegmatitiques*. Ils forment géométriquement la formation supérieure du groupe d'Arzal. Leurs meilleurs affleurements sont situés sur la côte du Broël (rive droite) et à un degré moindre sur la côte du Passage (rive gauche).

Ils se présentent à l'affleurement comme une alternance de lits centimétriques feldspathiques et phylliteux. La foliation métamorphique, parallèle au litage et conforme au plan axial de plis isoclinaux très aigus, possède une direction N 100°E et pend modérément vers le Sud (30 à 40°).

Une linéation minérale (de direction N 100°E) parallèle aux *rods* de quartz et aux axes des plis isoclinaux est très visible sur ce plan de foliation.

Un vieux fond gneissique à quartz, plagioclase, biotite et sillimanite a subi un phénomène secondaire de migmatisation qui va de l'apparition de filets leucosomiques (soit biminéaux : quartz et plagioclase, soit granitiques : quartz, plagioclase, feldspath potassique) à celle d'amas granitoïdes ou pegmatoïdes diffus.

Cette formation est profondément injectée d'un matériel granitique calco-alcalin qui peut se présenter sous forme de filons sécants ou de lames possédant les mêmes caractères structuraux que les gneiss encaissants.

Série de la Chapelle-des-Marais

Elle est formée de gneiss rubanés migmatitiques et granitoïdes, issus de l'anatexie différentielle de formations, sans aucun doute sédimentaires, ainsi que permet de le supposer l'existence d'horizons calc-silicatés (calcaires cristallins, amphibolo-pyroxénites) ou graphitiques qui y sont intercalés.

M^{2-1} . *Migmatites et gneiss granitoïdes (anatexites)*. Le faciès moyen le plus constant est représenté par des gneiss métatectiques dans lesquels la mobilisation s'exprime sous forme d'une ségrégation d'un leucosome granitoïde lui-même bordé d'une fine bordure principalement phylliteuse ou mélanosome.

Le leucosome est constitué de quartz, d'oligoclase et d'orthose—microcline. Les feldspaths se présentent sous forme d'individus généralement automorphes. Le mélanosome est essentiellement biotitique, le vieux fond gneissique ou paléosome est constitué de l'assemblage isogranulaire de quartz, oligoclase, biotite (sillimanite, feldspath potassique).

L'anatexie de haut degré (diatexie) pouvant conduire à l'élaboration de granite d'anatexie se manifeste de façon locale, au sein de la série, sous forme de *bouffées* de granitisation qui tendent à devenir plus nombreuses vers le Sud-Est en direction du granite d'anatexie de Prinquiau. Il s'agit alors d'une roche granitique dans laquelle les feldspaths sub-quadrangulaires (en grain de riz) sont cloisonnés par la biotite et le quartz.

L'albite—oligoclase est souvent zonée et se trouve fréquemment en inclusions dans un feldspath potassique (orthose—microcline) de taille supérieure. La cordiérite et la sillimanite sont occasionnelles.

M^{2A1}. *Gneiss migmatitiques alumineux d'affinité kinzigitique*. L'ancienne dénomination de *Morbihannites*, terme attribué par de Limur il y a près d'un siècle pour des roches du Golfe du Morbihan, leur était attribuée.

Ils s'observent de façon discontinue à l'intérieur des gneiss migmatitiques et granitoïdes (les Rivières, Oliveau, butte de Clidan). Ils sont plus sombres, plus micacés, riches en sillimanite et cordiérite. Les bouquets de sillimanite prismatique occupent le cœur d'une structure symétrique où ils sont englobés par de la cordiérite en nappes ; cette dernière étant elle-même frangée de lamelles de biotite. Le grenat ne subsiste qu'à l'état rélictuel à l'intérieur des cristaux automorphes à globulaires de plagioclase (oligoclase). Le feldspath potassique (orthose perthitique) est très rare.

δ¹¹. *Amphibolo-pyroxénites*. Leur seul gisement est situé à l'île de la Ganache en Saint-Malo-de-Guersac ; des cristaux xénomorphes de pyroxènes, à aspect trouble, sont associés à de petits plagioclases bien maclés (andésine) ainsi qu'à quelques cristaux de microcline. L'amphibole vert foncé semble se développer aux dépens du pyroxène.

Cp. *Calcaires cristallins à minéraux (dipyre)*. Les seuls gisements sont cantonnés en Brière (Pandille en Saint-Joachim, la Pâquelais en Saint-Malo-de-Guersac) et se relient aux célèbres gisements de la région nazairienne (Ville-ès-Martin).

La roche présente généralement un aspect saccharoïde grossier (grain de l'ordre du millimètre, localement du centimètre). Il est possible d'échantillonner certains faciès dans lesquels un rubanement grossier, d'épaisseur centimétrique entre lits relativement plus riches en calcite ou en minéraux ferro-magnésiens peut être observé (stratification ?).

La calcite, totalement recristallisée, est le minéral le plus abondant. Avec elle, le diopside (partiellement ouralitisé), le labrador (en voie de séricitisation), la biotite, une amphibole d'un vert soutenu, la chondrodite, le spinelle, semblent appartenir à une paragenèse primaire. Le microcline, la phlogopite, le dipyre et le grenat reflèteraient quant à eux les conditions d'un second événement pétrogénétique.

χgr. *Les quartzites graphitiques* sont, comme les calcaires cristallins, géographiquement limités à la Brière et leurs tracés cartographiques se placent en parallèle avec celui de ces derniers.

La roche, à grain fin, est de couleur gris noirâtre et présente un débit feuilleté assez facile.

Au microscope, le quartz se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes, allongés dans la foliation, autour desquels de fines baguettes de graphite dessinent des cloisons ; des amas informes de chlorite peuvent également être observés.

Groupe de la zone broyée sud-armoricaine

Puissant accident chevauchant et cisailant, la zone broyée sud-armoricaine, qui trouve son plein développement dans la région vannetaise, se présente dans la traversée de cette feuille sous forme de la juxtaposition de lames ou feuilletés sub-verticaux de matériaux granitoïdes variés qui ne sont que l'expression de l'évolution tant spatiale que temporelle des phénomènes de granitisation qui se sont déroulés dans les zones profondes de Bretagne méridionale au cours des temps varisques.

β 1M γ . **Migmatites et granites blastomylonitiques.** Les migmatites et gneiss granitoïdes du groupe de l'*anticlinal de Cornouaille* se trouvent progressivement affectés en direction du Nord-Est par de puissants mouvements cisailants longitudinaux qui conduisent par développement progressif des surfaces cataclastiques et des recristallisations congénères à de véritables ultra-mylonites qui occupent le cœur de la formation et qui atteignent 500 à 800 m d'épaisseur. La foliation cataclastique est sub-verticale, en direction N 120°E et la linéation d'étirement plonge légèrement vers le Sud-Est. Ces éléments structuraux se retrouvent dans les autres formations du groupe de la zone broyée.

La cartographie révèle la même imbrication des types gneissiques, métatectiques et diatectiques que dans le groupe précédent, une différence importante étant l'existence au sein de cette formation de types granitiques à phénocristaux qui ne sont pas sans évoquer le granite d'anatexie porphyroïde de Prinquiau (feuille Savenay) : le Stéry, Kernelo, le Prédit.

Au microscope, l'identité minéralogique avec les types précédemment décrits est frappante ; la seule différence est texturale et se manifeste par l'apparition progressive de plans flexueux de cataclase où recristallisent de la biotite, de la muscovite, du quartz, ainsi que de petits plagioclases et qui moulent les anciens feldspaths.

L'exaspération du phénomène conduit à une diminution concomitante de la taille de ces clastes feldspathiques ainsi que de leur nombre au sein d'une matrice à grain de plus en plus fin, principalement constituée de quartz et de séricite. Le terme ultime de cette évolution étant une ultra-mylonite constituée de quartz et de séricite où seuls quelques rares clastes feldspathiques témoignent de l'origine du matériel.

γ ¹⁻². **Les leucogranites à muscovite et biotite** en feuilletts syntectoniques forment la partie sud de la bande leucogranitique. Leurs meilleurs affleurements se situent au niveau du pont de la Roche-Bernard où ils contiennent des enclaves de taille variée de matériels granitiques d'affinité anatectique. La texture est grenue, orientée, le grain moyen, de l'ordre de 1 millimètre.

Le plagioclase (An5-10) automorphe, zoné, présente souvent l'association des macles de l'albite et de Carlsbad. Le microcline se présente en cristaux allongés sub-automorphes maclés selon la loi de Carlsbad, montrant souvent un cœur automorphe sub-hexagonal sur lequel se plaquent de petites phyllites claires. La périphérie de ce microcline, en particulier le long des plans de cataclase, est le siège d'une intense myrmékisation. La muscovite est poeciloblastique en grandes lamelles tordues frangées de fibres séricitiques ; la biotite est cataclasée, brisée, profondément chloritisée. Le quartz forme avec la séricite de longues files flexueuses de minéraux engrenés qui soulignent les plans de cataclases. Cette cataclase évoluant avec des caractères semblables à ceux déjà décrits vers une véritable ultra-mylonitisation qui se manifeste de façon croissante vers le Sud de la formation.

γ ^{2M}. **Granites à biotite et muscovite calco-alkalins d'affinité anatectique.** Ils forment la partie nord de la bande *leucogranitique* ; dans les affleurements de taille suffisamment importante (carrière de Marzan, feuille Questembert à 1/50 000), ils se présentent sous forme d'un matériel granitoïde assez sombre dans lequel la présence de portions gneissiques ou migmatitiques ainsi que de *schlierens* biotitiques traduit que l'évolution anatectique n'a pas été totale. On peut également noter l'exsudation de filonnets granitiques clairs à partir du matériel le plus évolué.

Au microscope, la texture est grenue à granoblastique ; les efforts cataclastiques se manifestent sous forme de plans flexueux où recristallisent le quartz et la séricite, qui moulent des cristaux automorphes ou ovalisés de feldspaths (albite et microcline) ainsi que des lamelles trapues de biotite et de muscovite qui présentent toujours une intense torsion des clivages.

Groupe des schistes cristallins septentrionaux

Les affleurements relatifs aux roches de ce groupe sont de qualité médiocre et les considérations qui vont suivre sont principalement tirées d'observations faites sur la feuille Questembert à 1/50 000.

$\rho\zeta^3$. **Gneiss porphyroïdes (orthogneiss à phénocristaux)**. Le seul affleurement que l'on puisse attribuer avec certitude à cette formation est situé à l'étang de la Nouette en forêt de la Bretesche.

Les éléments figurés, en l'occurrence du microcline (maclé Carlsbad et à inclusions orientées de plagioclase et biotite), sont emballés dans une matrice blastomylonitique où coexistent quartz, plagioclase (An10-15), microcline, biotite et muscovite.

δ_9^{11} . **Pyroxéno-amphibolites et amphibolites à grenat résiduel**. Aucun affleurement n'a été reconnu. Les limites sont reportées de la carte Saint-Nazaire à 1/80 000 et semblent être la prolongation vers l'Ouest des roches basiques de la nappe de Champtoceaux.

Dans le cadre de la feuille Questembert, les roches de ce type sont soit des pyroxéno-amphibolites dans lesquelles le pyroxène (diopside) est en voie de destabilisation au profit d'une amphibole (hornblende vert-brun), soit des amphibolites dans lesquelles le grenat ne persiste que sous forme relictuelle, entouré d'une couronne plagioclasique, elle-même englobée dans une matrice de hornblende verte à vert-brun.

ξ^{1-2} . **Micaschistes séricito-chloriteux à résidus de biotite, staurotide, andalousite, grenat**. Les affleurements en sont de mauvaise qualité (Hôtel Roux, bois de Bézy). Une trame séricito-chloriteuse très froissée contient des résidus en voie de pseudomorphose d'une paragenèse antérieure à staurotide, andalousite, grenat et biotite.

Roches intrusives

γ^2 . **Granites à biotite et muscovite, calco-alkalins type Herbignac-Férel**. Ils soulignent approximativement la limite entre les séries granito-gneissiques de l'*anticlinal de Cornouaille* et les micaschistes de l'estuaire de la Vilaine. La forme générale de chaque massif est elliptique, le grand axe des ellipses étant de direction NW-SE. L'enracinement, du moins pour le granite de Férel, semble se produire vers le Nord-Ouest par l'intermédiaire de digitations plus ou moins parallèles entre elles.

Ces granites sont à grain fin (de l'ordre du millimètre) ; ils peuvent renfermer d'assez nombreux amas sur-biotitiques et même *emballer* des enclaves gneissiques. La texture est grenue isogranulaire ; des traces légères de cataclase sont visibles (torsion des macles et des clivages). Le plagioclase, automorphe, zoné, maclé albite-Carlsbad est plus abondant que le feldspath potassique (orthose-microcline) qui se présente en cristaux plus globulaires montrant de belles exsolutions perthitiques en damier. Les bourgeons myrmékinitiques ne sont pas rares au contact des deux feldspaths. Biotite et muscovite sont en quantité sensiblement égale, la première peut être chloritisée (avec exsolution de minéraux opaques et de rutilé maclé sagénite). L'apatite est assez abondante en granules ou paquets de granules automorphes ou globulaires.

γ^{1-2} . **Leucogranite de Guérande**. En continuité avec les affleurements figurés dans la partie nord-ouest du territoire de la feuille Saint-Nazaire, le granite de Guérande s'étend au Sud de la feuille la Roche-Bernard entre la pointe du Castelli et la Grande Brière.

C'est un granite clair, à grain grossier ou moyen, à muscovite et biotite, la muscovite étant le minéral dominant.

Il est constitué en partie égale de quartz globuleux, de feldspath microcline perthitique et d'albite (An < 10) en cristaux bien maclés. La muscovite est plus ou moins poecilitique en grandes lames alors que la biotite est toujours altérée et forme de petites paillettes.

Ce granite présente dans la région du Croisic (feuille Saint-Nazaire) et de Sandun un plan d'orientation syncristallin marqué par les phyllites ; plus au Nord, cette orientation s'estompe et se résoud en un jeu de lithoclastes perpendiculaires dont le plan de base est orienté est-ouest avec pendage de 10 à 20° vers le Nord-Ouest (étang de Kercabus) et correspondant au mode de débitage de la roche (carrières de Kerlo).

Vers le Nord-Est le granite apparaît nettement intrusif dans les micaschistes de Montpignac-Saint-Molf et développe un phénomène thermique et dynamique (crénulation de S1).

Vers le Nord-Ouest le granite apparaît symétriquement de chaque côté du pli synforme de la pointe du Castelli : il est en contact avec les plans de chevauchement suivant des failles directionnelles. Ce granite est peut-être en rapport direct ou indirect avec ces chevauchements.

La cartographie détaillée des îlots rocheux entre la pointe de Merquel et le pont de Piriac montre que ceux-ci sont constitués du même granite que le granite de Piriac-Guérande (rocher du Ligogne à Port-au-Loup, balise de Kervairé).

Ceci laisse supposer qu'il existe au large un territoire granitique immergé au moins aussi important que le territoire granitique figuré à terre actuellement.

Q. Filons de quartz. Ils jalonnent sur toute sa longueur la zone broyée sud-armoricaine et doivent lui être génétiquement liés. Ils sont discontinus et disposés en relais. Leur puissance est de l'ordre de quelques mètres ; leur teinte est blanchâtre à jaunâtre.

Ils sont généralement situés au sein du matériel mylonitique qui limite les différents ensembles granitiques.

Ils ont été intensément exploités pour l'empierrement et la suite de petites carrières qui les jalonne permet d'en effectuer le levé cartographique avec une relative facilité.

On signale également quelques filons isolés dans les micaschistes (le Palandrin, l'Eclis, Pompas), les gneiss (Férel) et le granite de Guérande (le Crugel).

Le filon le plus important se trouve à la plage de la Mine, à la limite des porphyroïdes du Castelli et du granite de Guérande. Le quartz constitue un filon principal d'une dizaine de mètres d'épaisseur, irrégulièrement minéralisé en cassitérite (stockwerk). Au siècle dernier, la cassitérite a donné lieu à une exploitation par puits et galeries (en 1848 la concession employait 40 ouvriers et produisait 40 000 kg de minerai de bonne qualité). L'exploitation a cessé vers 1854 par suite de problèmes d'épuisement d'eau, les puits étant en bordure de mer.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Paléozoïque

02. Quartzites du Gué-aux-Biches (quartzites armoricains). A l'Est de la région considérée, la faille Blain-Niort met en contact les séries cristallophylliennes de Champtoceaux avec les formations paléozoïques de Saint-Georges-sur-Loire. Le prolongement de cette faille permet l'apparition dans le Nord-Est du territoire de la feuille d'un coin de Paléozoïque.

Au Nord de la ferme de la Couarde, il est possible d'échantillonner un quartzite grisâtre à grain fin, formé de l'imbrication intime de quartz et d'une phyllite incolore, séricite, dont la disposition préférentielle dans certains plans permet de définir une stratification.

Quelques zircons arrondis sont disséminés dans la roche.

Tertiaire et Quaternaire

Éocène

es. *Lutétien. Calcaires gréseux, argiles et sables.* Les faciès du Lutétien sont représentés dans de petits bassins, souvent effondrés et fossilifères des rias anté-tertiaires (M. Ters), par des épaisseurs parfois importantes (jusqu'à 40 m au Bas Bergon) de dépôts de nature variée. Le gisement du Bas-Bergon (S. Durand) présente des lentilles calcaires et calcaréo-dolomitiques surtout localisées à l'Est du village, intercalées dans des dépôts sablo-argileux, gréseux, marneux et qui deviennent prépondérants vers l'Est. Ils ont été exploités autrefois et de nombreux sondages (recherches d'eau) y ont été effectués en 1955. L'association faunistique *Nummulites brongniarti* d'Arch. et H., *N. meneghini*, semble autoriser leur parallélisme avec les calcaires d'Arthon et du plateau du Four (feuilles Nantes et Saint-Nazaire) et ces dépôts seraient, *pro parte*, au moins d'âge lutétien supérieur comme dans le bassin de Campbon. Il n'est pas exclu que les dépôts détritiques, situés sous les calcaires, soient d'âge plus ancien (Paléocène ?). Une coupe de ce petit bassin, au Sud du Bas-Bergon, est donnée par la figure 2.

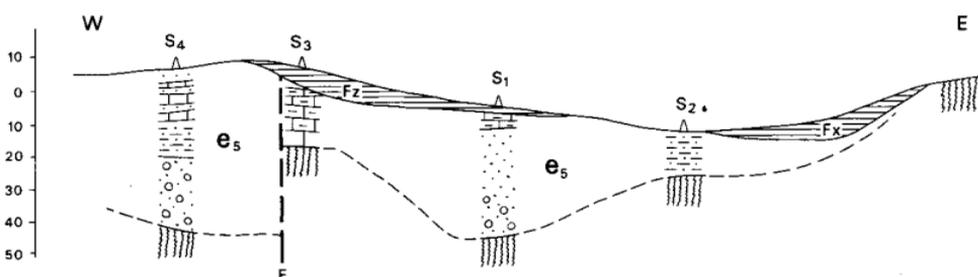


Fig. 2 — Coupe du bassin de Bas-Bergon

(même légende que la figure 3)

Des faciès comparables affleurent à l'Est de Crossac et sous la tourbe récente à l'Est de Saint-Lyphard (lambeau effondré par faille). Il est probable que l'Éocène soit plus étendu, sous les alluvions de Brière, en particulier entre Crossac et la Chapelle-des-Marais et entre la butte aux Pierres et Camerun où nous avons trouvé, par sondage, des sables argileux gris et jaunes, à débris calcaires.

Res. *Résiduel démantelé, blocs épars, formation de Marlais.* Un dépôt résiduel, sous forme de blocs et galets épars, a été découvert dans la région de Marlais en Saint-Lyphard ; il résulte de remaniements et érosion pléistocène de dépôts éocènes. Le rôle de la tectonique est prépondérant dans la disposition des lambeaux conservés.

Éocène à Würm

e-Fx, Re-Fx. *Formations de Pénestin et de Larmor.* La formation de Pénestin a une position stratigraphique encore controversée. Il semble cependant se dégager des travaux divers (S. Durand, Y. Milon, A. Rivière et *al.*) que nous sommes en présence

d'un témoin, sur substratum cristallophyllien, arénisé au Tertiaire, de dépôts éocènes, argileux, bariolés, peu épais, suivis d'une formation plio-quadernaire. Cette dernière est représentée par des sables jaunes et des cailloutis rouges reposant sur une dalle conglomératique ferruginisée. Viennent ensuite des couches ocracées, des cailloutis colorés à patine brun-rouge, des limons beiges, les faciès argileux présentant des caractères périglaciaires (pingos, coins de glace).

Il s'agit donc d'une formation compréhensive témoignant d'une certaine permanence des actions géologiques et des dépôts, dans cette région, de l'Éocène à l'Holocène. Des dépôts comparables subsistent à l'état de témoins, très peu épais, discontinus, dans le secteur de Larmor (pointe du Bile) sur un compartiment surélevé (faille de la pointe du Maresclé). La puissance des dépôts de Pénestin est de l'ordre de la dizaine de mètres, la cote (environ 20 m) du sommet des dépôts et leur disposition montrent l'action de la néotectonique. On connaît, en effet, des témoins pliocènes vers la cote + 80 en Bretagne méridionale.

A Pénestin, une lentille argileuse a livré (S. Durand) une belle flore de Diatomées marines pliocènes : *Amphitetras antediluviana*, *Biddulphia tiromeyi*, *Terpsinoe americana*, etc.

Plio-Quaternaire

p-Fx. *Sables jaunes, rouges, cailloutis colorés, limons loessiques.* — Rp-Fx. *Résiduel.* Ces dépôts recouvrent en partie la période précédente mais sont constitués de façon plus nette et, pour tout dire, moins remaniés à partir de dépôts pliocènes préexistants. Le remblaiement pliocène et l'invasion marine, générale à cette époque, en Bretagne méridionale, marquent, en effet, une date importante dans l'histoire géologique régionale. Ces formations sont colorées, jaunes ou rouges ; ce sont des sables et galets parfois associés à des blocs éocènes. Dans certaines régions, ils n'ont subi que peu de remaniements au cours du Quaternaire (légère elluvation, pédogénèse), c'est le cas dans le secteur du bois de Monchoix, de Montpignac et surtout de la forêt de la Bretesche en Missillac où ils sont décolorés, gris, sous l'action des composés humifères.

La disposition de ces affleurements est significative. On les retrouve, rarement, en lambeaux, dans des situations basses, sous le Flandrien, dans des zones préservées des reprises d'érosion. C'est probablement le cas en Brière, entre la butte des Pierres et la Piarde-à-Julot (—2 m), de même près de Montoir (feuille Saint-Nazaire), de même dans le cadre de la feuille Nantes, sous l'épi III, près de Cheviré, où des sondages très récents les ont atteints vers —30 m.

Une deuxième disposition correspond à des placages sub-horizontaux sur des zones hautes d'aplanissement ancien (150 m) où ils fossilisent la pénéplaine (la Bretesche, Terre-Neuve, le Sabot d'Or), de part et d'autre de la zone fracturée du *sillon de Bretagne*. Enfin, un troisième mode de dépôt correspond aux interfluves sur les glacis inclinés en pente douce vers l'étier de Pont-d'Arm, du dôme de Guérande d'une part (+20 à +10 m), d'Assérac—Pénestin d'autre part, que l'on peut qualifier au sens large de disposition *synclinale*. Dans ce dernier secteur, ils sont très peu épais, très discontinus, ce qui nous a amené à tracer des contours pointillés.

Le rôle des déformations (axe subsident de Pont-d'Arm—Brière) et des cassures (*sillon de Bretagne*) ayant joué à une époque récente a été déterminant dans la préservation de ces dépôts.

Quaternaire continental

Fy. *Alluvions anciennes. Sables gris, argiles grises à débris végétaux.* Ces alluvions sont formées par des dépôts argilo-sableux gris ou par des sables et galets (5 m d'épaisseur en moyenne), à la base des dépôts estuariens décrits ci-après. On peut y associer aussi les dépôts sableux argileux et les tourbes anciennes situées à la base du remplissage flandrien de Brière. Sur la bordure du marais breton, et localement en

bordure des *îles* de Brière, on constate la présence de ces sables et argiles grises, d'une puissance réduite, le plus souvent.

Les dépôts de ce cycle peuvent être rapportés, soit au Thyrrénien, soit à l'inter Riss-Würm, avec parfois reprise au Dryas ancien (base du remplissage de Loire), en période transgressive de toute manière. Ils ont été préservés localement (bien que souvent tronqués) dans des secteurs abrités de l'érosion qui a déblayé ailleurs la plupart des dépôts homologues lors des phases régressives qui ont suivi.

On les trouve, par sondage, à la cote -25 en Vilaine près de Redon, à la cote -18 en Brière centrale, vers -30 dans la région des marais de Montoir en Loire, vers la cote +5 (et jusqu'à +10 m) sous forme de terrasses à Arbourg et à la Gravelais.

Fz. Alluvions récentes. Argiles bleues et sables gris. Elles sont représentées par les dépôts estuariens :

- de la Vilaine et de ses tributaires locaux, des divers étiers dont le plus important est celui de Pont-d'Arm en Mesquer, d'une part ;
- d'autre part, les dépôts rivulaires du versant nord-est du dôme de Guérande rattachés à l'ensemble de Pont-d'Arm et enfin les formations marécageuses et tourbeuses récentes de Brière et des ruisseaux tributaires du Brivet.

Trois coupes de la vallée de la Vilaine sont données : celles du barrage d'Arzal, dont la conception hardie (barrage en terre sur substratum argilo-sableux) mérite d'être signalée.

Les dépôts flamandiers de l'estuaire de la Vilaine (identiques à ceux de la Loire décrits sur la feuille Saint-Nazaire) et l'argile bleue flamandienne qui a colmaté la dépression briéronne ont conduit localement à donner la notation Fz/My à ces formations.

Les formations alluvionnaires récentes ont une puissance réduite. Ce sont des limons et argiles gris ou des vases molles, grises ou noires, ou encore des tourbes récentes (FzT). Les sondages réalisés en Brière montrent que l'épaisseur n'excède que rarement 2 m ; on trouve ensuite l'argile bleue, ou verte, flamandienne à *Scorbiculaire*, plus rarement *Cardium*, *Ostrea* et *Mytilus*. Cette argile bleue plastique peut atteindre des épaisseurs importantes (de l'ordre de la dizaine de mètres).

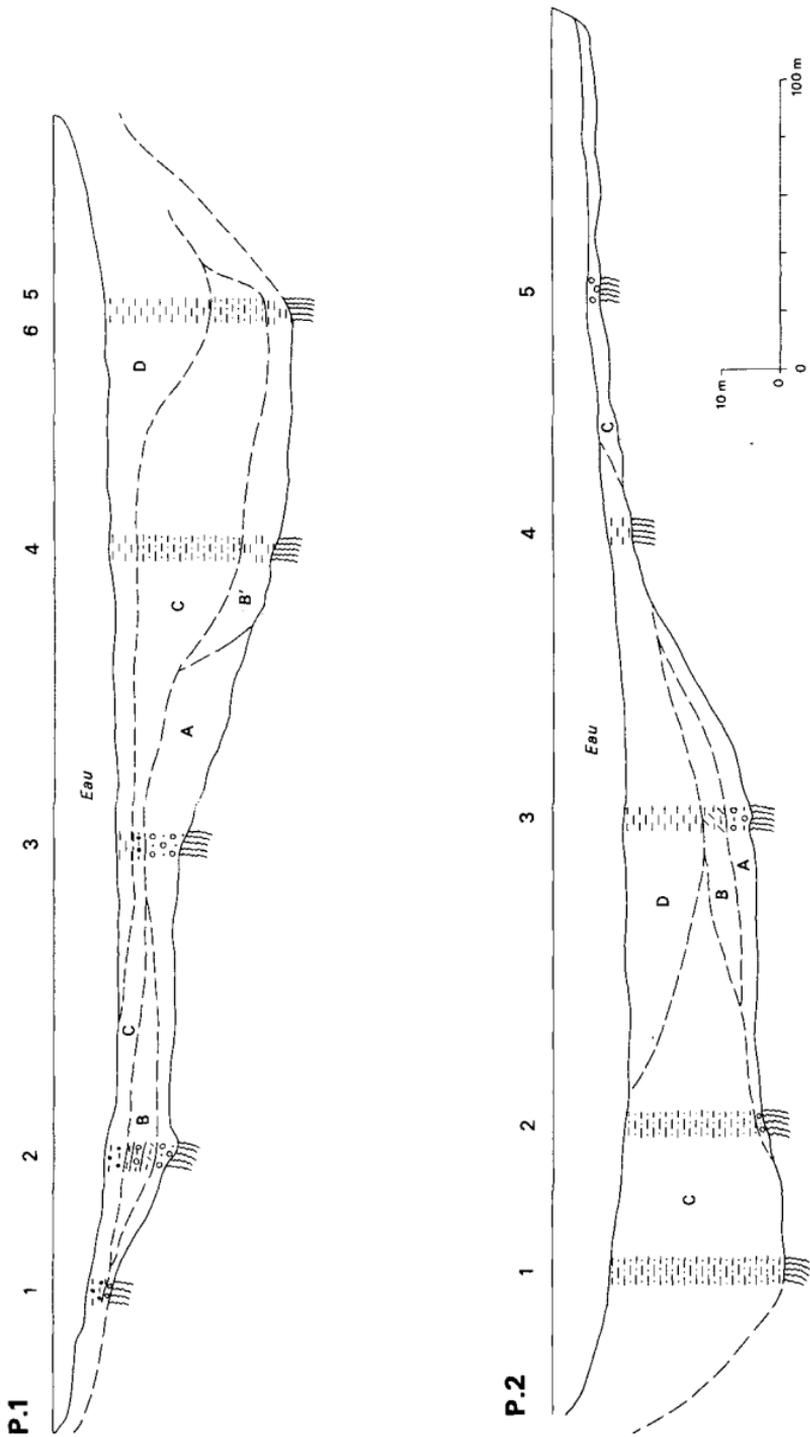
Les formations estuariennes de Vilaine sont, comme dans la Loire, constituées par des venues détritiques sableuses importantes encadrant des dépôts d'argile noire ou grise, souvent très cohérente (dites *jalles* dans la région), la partie supérieure étant plus argileuse.

D'après M.T. Morzadec-Kerfourn et S. Durand, l'essentiel du remplissage de la Vilaine à Redon, est constitué par des dépôts post-glaciaires (du Boréal, 7000 B.P. env., à l'Actuel). On trouve des indices d'une pause, voire d'une régression, à la fin du Sub-Boréal, tout comme en Loire et en Brière (L. Barbaroux et *al.*).

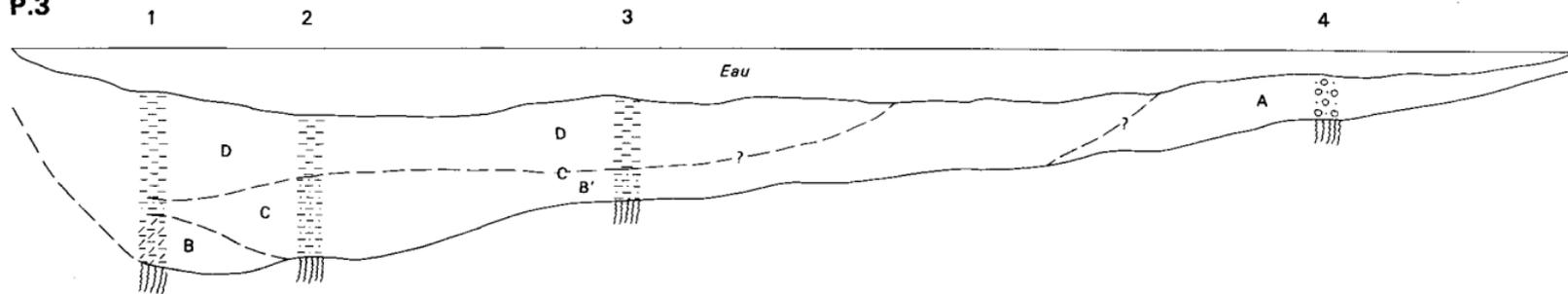
L'épaisseur de ce remplissage post-glaciaire est de 17 m à Redon, de 35 m à Arzal, d'environ 12 m au centre de la Brière (rappelons pour comparaison qu'il atteint environ 35 m à Saint-Nazaire, cote marine -51 m). Il s'est effectué dans un réseau de paléo-vallées, anté-tertiaires, comblées et érodées à plusieurs reprises qui est fossilisé actuellement et que l'on a pu suivre par sondages et géophysique dans les zones littorales et continentales, par géophysique au large. Les trouvailles néolithiques de la butte aux Pierres en Brière (G. Bellancourt) montrent que deux occupations successives ont eu lieu lors de pauses dans la transgression flamandienne ; les habitats chasséens ont été abandonnés lors des montées de l'eau, vers 4500 à 3600 B.P. L'étude (L. Barbaroux et *al.*) des variations du remplissage de Loire au Quaternaire récent confirme (pollens, sédimentologie) et précise ces fluctuations (voir feuille Saint-Nazaire).

S. Formations de versants. Colluvions. Éluvions. Dépôts soliflués. Ces formations, limons à blocs lités ou non, empâtent les reliefs. Leur épaisseur est très variable, généralement faible. On les observe parfois au débouché de vallons perchés, entaillés

Figure 3



P.3



D Argiles grises ou bleues silteuses récentes

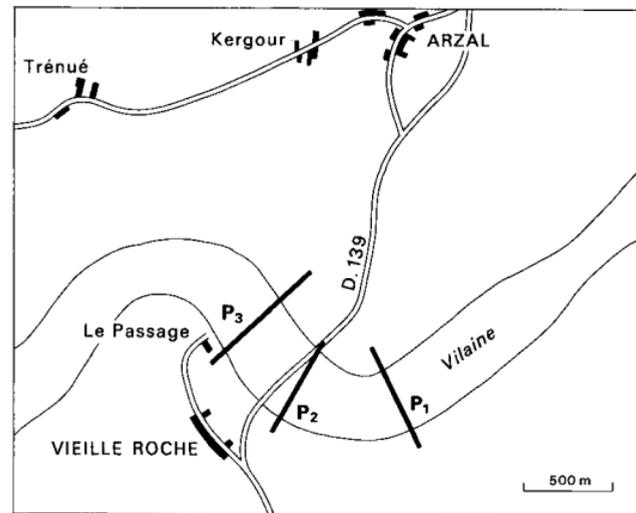
C Argiles grises avec graviers pourprés, graviers sableux

B' Argiles bleu-vert, parfois sablo-silteuses, probablement contemporaines de B

B Argiles et limons, gris ou verts, parfois à débris végétaux, localement (P₁ S₂, P₂ S₃, P₃ S₁) avec galets et limon jaune et sables jaunes

A Alluvions grossières de base : blocs, galets et graviers.

Substratum cristallophyllien



Localisation des coupes

par des falaises. Ils ont été signalés à Belle-Ile en placage épais (14 m), à Téviec et Saint-Colomban où ils emballent des vestiges paléolithiques et mésolithiques. Dans le cadre de la présente feuille, on peut considérer que les colluvions de la Turballe qui ont livré autrefois des débris d'*Elephas primigenius* sont à rattacher à cet ensemble.

D. *Dunes*. Les seules dunes représentées sur cette feuille relèvent de l'ensemble décrit comme tombolo double du Croisic sur la feuille Saint-Nazaire. Elles représentent la partie ancrée à la côte du tombolo de la Turballe. Elles reposent parfois sur des tourbières ou recouvrent des paléosols (Pen-Bron). Les dépôts de Kervagarec semblent représenter une fraction d'une ancienne formation dunaire littorale perchée. Actuellement, ces dunes sont considérées comme néolithiques ; elles sont peut-être plus anciennes et s'associent peut-être dans le temps aux tourbières décrites plus loin. On les retrouve sur le cordon d'îles de Quiberon à Houat et jusqu'à la presqu'île du Croisic.

Quaternaire marin

Mx. *Cordon littoral pléistocène. Sables et graviers*. Ces cordons littoraux sont représentés par des *plages suspendues* souvent remaniés ou recouverts par la solifluxion périglaciaire. On les attribue à l'inter Riss-Würm ou à l'interstade Würm I—Würm II et, parfois, ils pourraient être plus anciens. La majorité de ces cordons ne dépassent pas 3 à 4 m au-dessus des plus hautes mers actuelles ; certains, cependant, se situent vers 20 mètres. L'essentiel de ces cordons est représenté le long du littoral de Piriac à la pointe de Merquel. Près de Pont-d'Arm, vers la cote +5, on a retrouvé un témoin fossilisé par les alluvions actuelles qui devait barrer partiellement l'entrée de l'étier d'Assérac. Près de Pont-Mahé, il semble en être de même et le cordon ancien a été entièrement recouvert ultérieurement par les alluvions, à l'arrière et à l'abri des cordons flandrien et actuel.

My. *Cordon littoral flandrien. Sables, argiles*. Leur localisation est le plus souvent la même, un peu en arrière vers l'intérieur, que celle des cordons actuels (*cf.* ci-après). On les trouve parfois isolés, fossilisés par la slikke actuelle par exemple à l'île de Rostu (Etier de Pont-d'Arm). Leurs caractéristiques sédimentologiques sont identiques (galets, sables grossiers).

Mz. *Cordon littoral actuel. Sables et galets*. Il s'appuie et double souvent le cordon littoral flandrien en reprenant des matériaux issus de ce dernier. Ce sont des pointes de flèches à gros galets (le Branzais, Pénestin) ou sableuses (Kercabellec), des plages d'étendue limitée (plage de Lampera, Pénestin, la Bastille près la Turballe). Certaines plages (la Mine d'Or en Pénestin, la Mine en Piriac) sont riches en minéraux lourds (15 kg de cassitérite et 0,5 g d'or par mètre cube) et ces gîtes alluvionnaires ont été autrefois exploités (exploitations et fours gallo-romains, exploitation anglaise au début du XIX^{ème} siècle).

Dans les étiers (estuaires), la vase actuelle découvre à chaque marée. Elle forme des slikkes de vase molle encombrés parfois de bancs sablo-silteux et des schorres de vase durcie colonisée par une végétation halophile, et surplombant les slikkes par des microfalaises de quelques décimètres. L'estuaire de la Vilaine et la baie de Pont-Mahé sont occupés par des parcs à moules en pleine activité.

Tourbières submergées. Les tourbières submergées du littoral de Belle-Ile sont bien connues depuis Gadeceau. On retrouve ces mêmes tourbières dans l'anse de Suscinio et nous avons signalé celles de Batz-sur-Mer et de Pen-Bron (feuille Saint-Nazaire). Elles sont généralement considérées comme néolithiques et participant de l'ensemble des tourbières littorales jalonnant la côte occidentale française. Elles peuvent correspondre à de bas niveaux marins, pauses dans la transgression flandrienne.

Celle de Batz-sur-Mer a cependant livré des vestiges moustériens. Sur la présente feuille, la tourbière de la pointe de Cohéneau en Pénestin relève de cet ensemble associé parfois à des monuments mégalithiques également submergés (Er Lanig dans le

Morbihan) ou à demi-submergés et enchassés dans l'argile bleue flandrienne (Grande Brière) dans les dépressions marécageuses internes.

GÉOLOGIE DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE ET DU PLATEAU CONTINENTAL

Cadre général

La partie sous-marine de la carte correspond à la façade orientale de la baie de la Vilaine, elle-même rattachée à la petite mer intérieure appelée *Mor Braz*, délimitée par les presqu'îles de Quiberon et du Croisic et un chapelet d'îles, d'îlots et de hauts-fonds.

La baie de la Vilaine, de forme triangulaire, prolonge l'estuaire du même nom. Elle est limitée en gros par l'isobathe des -10 m. Sa morphologie est commandée par les structures hercyniennes et a été modelée au cours du Tertiaire et du Quaternaire par érosion sélective des assises cristallophylliennes. L'estuaire, qui commence à Redon, est relativement étroit, mais s'élargit brusquement après Tréhiguier.

En ce qui concerne la nature des fonds représentés sur la carte, on distingue deux domaines principaux :

- au Nord, un vaste secteur où prédomine une sédimentation de lutites ;
- au Sud, un plateau rocheux, raccordé à l'unité précédente par un épandage de dépôts grossiers.

Campagnes de reconnaissance

Cette région a été étudiée par le B.R.G.M., en 1963 et 1964 pour la sédimentologie (dragages et carottages Kullenberg), en 1966 et 1967 pour la structure (sismique-réflexion et carottages de roches) ; enfin en 1970, au cours d'une campagne d'essais d'une vibrosondeuse 7'', le B.R.G.M. a réalisé 5 sondages dans la baie et l'estuaire de la Vilaine.

Par ailleurs, J.R. Vanney, à l'occasion d'une thèse sur le précontinent sud-armoricain, a consacré une partie de son travail à l'étude du *Mor Braz*.

Sédiments meubles

Vases. L'estuaire, en partie remblayé par des vases argileuses flandriennes, se poursuit par un delta sous-marin (ne figurant qu'en partie sur la carte), de forme lobée et triangulaire, limité suivant un front convexe par l'isobathe des -3 m. Culminant vers $-1,30$ m en son centre, ce delta est caractérisé par la présence, en surface, de vases silteuses déposées en auréole autour de noyaux nettement plus silteux, parfois même très finement sableux. En profondeur cette disposition se traduit par des intercalations lenticulaires et désordonnées de vases argileuses, silteuses et de silts.

Le delta est bordé par deux chenaux marginaux nettement argileux, dont l'un, la passe de la Varlingue, figure sur la carte.

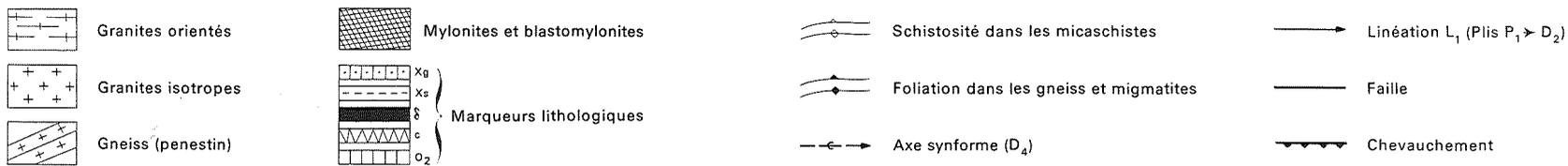
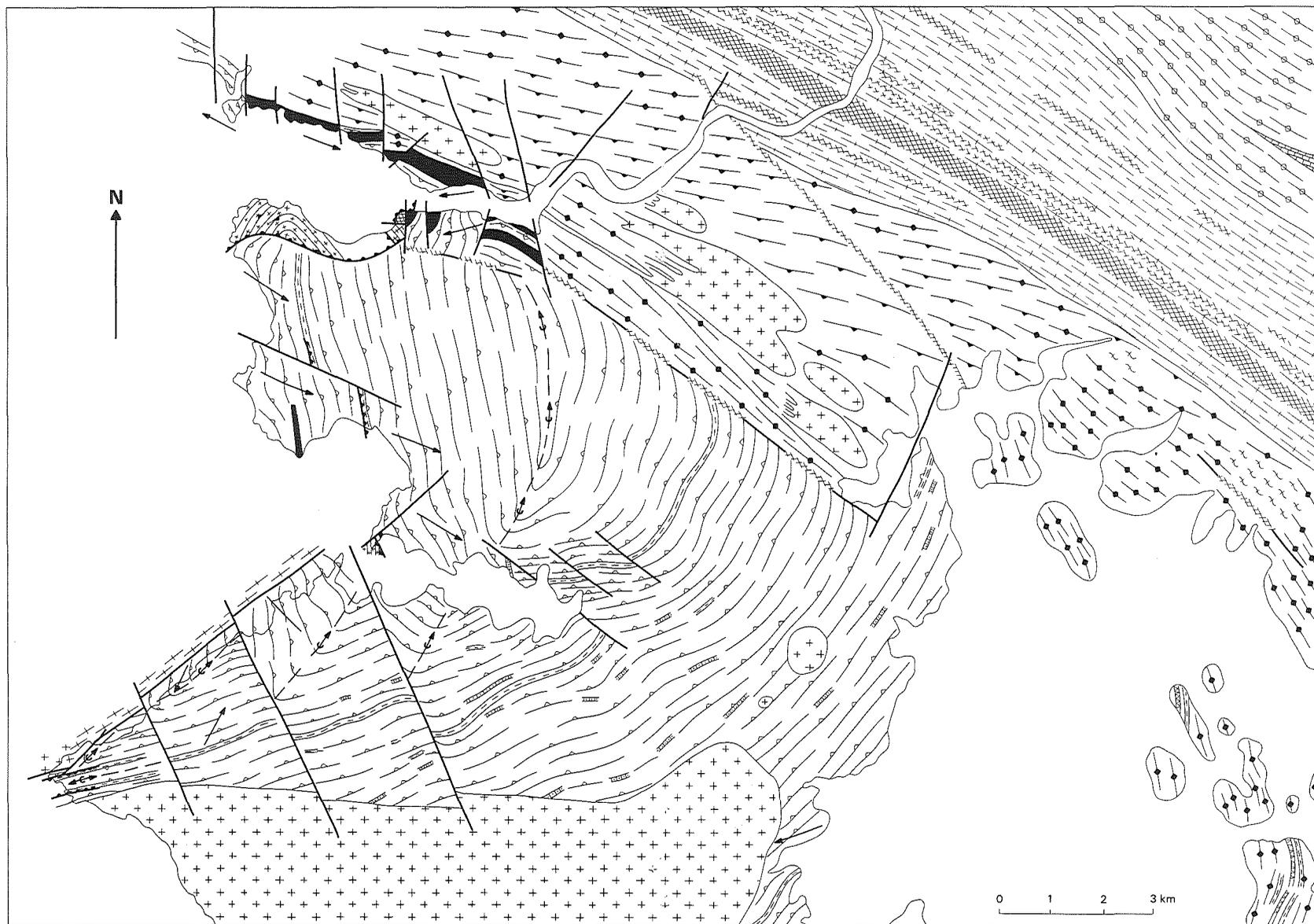
Une langue de vase superficielle s'étend vers le Sud, en direction de Beaulieu. Au Sud de Piriac, on retrouve l'extension orientale de la vasière principale du *Mor Braz*.

La composition minéralogique des argiles qui constituent la matrice de la vase est banale : illite (4/10), kaolinite (3/10), montmorillonite (3/10).

Sables. Les sables moyens et fins, à composants en majorité détritiques, sont relativement bien classés et tendent à combler le fond des baies et des anses en régularisant le trait de côte (plage de Pénestin, anse de Pen-Bé).

D'un point de vue minéralogique, ces sables sont caractérisés par l'association staurotide—grenat accompagnée de tourmaline, zircon, rutile, amphiboles et pyroxènes. D'autres minéraux sont présents épisodiquement. Les teneurs en minéraux

Carte structurale



lourds, aussi bien en surface que dans les carottes, ne sont pas très importantes. La moyenne se situe généralement autour de 0,30 % (par rapport à l'échantillon total) et n'atteint que très exceptionnellement 2 %.

Dépôts grossiers. Entre la côte de Piriac et l'île Dumet, s'étend une nappe de sédiments grossiers, hétérogènes et généralement roux, allant des sables grossiers jusqu'aux cailloutis et galets en passant par la gravelle ; il s'agit de la *gravelle de Piriac*, reposant vraisemblablement sur le socle armoricain.

A mi-chemin entre l'île et la côte, elle est en partie entaillée en direction du Sud-Ouest par une petite vallée sous-marine dont le fond superficiel est constitué par une faible épaisseur de vases recouvrant sables et graviers. Un peu plus en amont, la vallée est entièrement comblée et ces vases flandriennes sont elles-mêmes surmontées par environ 1 m de sables puis de gravelle (vibrosondages B.R.G.M., inédits).

Affleurements rocheux et structure

Les affleurements rocheux sous-marins n'ont pas été différenciés du point de vue pétrographique, car aucune étude particulière n'a été faite. Dans la limite de cette carte, ils appartiennent tous au socle armoricain. Ils prolongent, sous forme d'avancées ou de pointements plus ou moins importants, les côtes rocheuses. Dans la région de Piriac, un vaste plateau sous-marin doucement incliné vers le Nord-Est fait suite au plateau de Guérande. Le basculement se traduit, au large de la pointe du Castelli, par un abrupt bathymétrique d'une dizaine de mètres, orienté NW-SE.

En baie de la Vilaine, les campagnes de sismique-réflexion continue ont mis en évidence un système de vallées fossiles, plus ou moins complètement comblées par la transgression flandrienne. Le paléo-chenal principal de la Vilaine contourne, par le Nord puis par l'Ouest, l'île Dumet pour rejoindre plus au Sud (vers 3°W, 46°40'N) le lit fossile de la Loire. Le remblaiement est de l'ordre de 25 mètres.

Signalons enfin que des formations peu épaisses d'Éocène (sables et argiles yprésiens surmontés par l'entablement des calcaires lutétiens) affleurent en dehors, mais à proximité du secteur couvert par la carte : plateau du Four, prolongement local de la couverture cénozoïque du large, et plateau d'Artimon, butte-témoin de forme allongée, en partie masquée par les dépôts quaternaires, remontant très au Nord jusqu'au-delà du parallèle de l'île Dumet.

Transgression flandrienne

Deux vibrosondages ont fourni quelques indications concernant la transgression flandrienne.

Le premier, situé devant Tréhiguier, a traversé 10,50 m de vase argileuse grise, homogène sur toute la longueur, à l'exception d'un niveau de débris végétaux situé à 20 cm de la base de la carotte, qui a donné un âge (au ^{14}C) de 2 600 ans B.P. Ceci implique un taux de sédimentation global de 4 mm/an pour l'intervalle de temps considéré.

Le deuxième sondage, implanté sur le versant ouest de la paléo-vallée comblée de la Vilaine et au Nord-Ouest de l'île Dumet, a fourni la coupe suivante :

- 9,00 m de vase argileuse grise, holocène,
- 1,20 m de sables holocènes, plus ou moins grossiers, roux,
- un niveau de galets de micascistes,
- 3,30 m de sables et argiles versicolores, représentant de l'Yprésien remanié.

Le niveau de galets situé vers -27 m NGF représente la base de la transgression flandrienne datée, ici, de 8 100 ans B.P. environ.

Recherche de cassitérite sous-marine

L'existence de cassitérite en Bretagne méridionale a été reconnue depuis la Protohistoire. Dans notre région des indices sont connus sur la plage de Pénestin et à proximité de Piriac. Des recherches assez récentes ont prouvé que la cassitérite de l'estran de Pénestin provenait du démantèlement de la falaise pliocène adossée à la plage. En mer, en face de Pénestin, on ne la retrouve plus car les sables font rapidement place à une sédimentation pélimitique.

La gravelle de Piriac contient quelques traces de cassitérite ; et ce n'est qu'assez au large de Piriac que l'on a noté une concentration de 0,060 g de SnO₂ pour 1 kg d'échantillon.

Quelques grains isolés ont été également retrouvés dans les sables holocènes et ceux remaniés de l'Yprésien, cités dans le paragraphe précédent.

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SOCLE

CADRE LITHOLOGIQUE

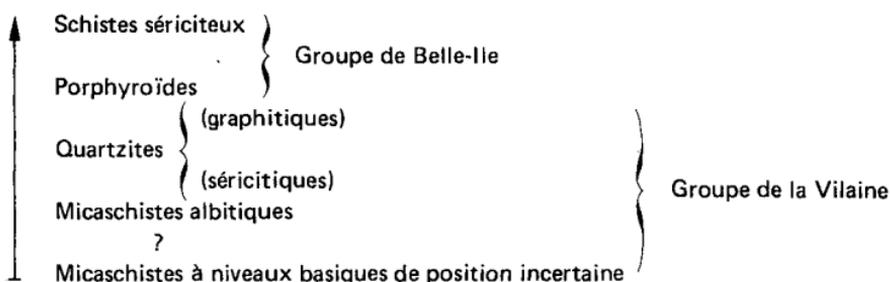
Les termes de *groupe* ou de *série* employés pour désigner les ensembles et sous-ensembles cristallophylliens de la feuille la Roche-Bernard ont *une valeur essentiellement lithologique*. Sont déterminés : les types pétrographiques généraux (ex. : gneiss) avec des précisions basées sur la composition minéralogique (ex. : gneiss à cordiérite et sillimanite), éventuellement avec des précisions d'aspect ou de structure externe (ex. : gneiss œillé). Il est ici évident que le faciès pétrographique d'une roche donnée est le résultat final des transformations métamorphiques et structurales subies par celle-ci à partir d'un état initial quelconque (sédimentaire, magmatique, etc.).

Les comparaisons entre successions lithologiques de degré métamorphique différent sont donc délicates, *a fortiori*, les comparaisons de celles-ci avec des successions lithologiques non métamorphiques (datées ou non) le sont encore plus. Les marqueurs lithologiques utilisables à cet effet, c'est-à-dire les marqueurs les moins mauvais, sont des marqueurs à fort contraste de structure et (ou) de composition (minéralogique et chimique), dont les caractéristiques subsistent totalement ou partiellement à la suite d'événements géologiques successifs.

C'est le cas des roches basiques, des roches carbonatées et des quartzites (graphitiques ou séricitiques) : ces roches sont incluses à la fois dans des ensembles très métamorphiques (gneiss et migmatites de l'*anticlinal de Cornouaille*) et peu métamorphiques (micaschistes de la Vilaine).

Il est donc vraisemblable d'envisager une lithologie commune, unique à l'origine et répétée par la tectonique (plissements par exemple).

La succession lithologique peut être établie dans les terrains les moins métamorphiques, donc les moins modifiés ; l'observation conduit aux résultats suivants :



Par comparaison avec la succession lithologique connue dans le Briovérien de Normandie, de Bretagne nord et de Bretagne moyenne, le groupe de la Vilaine est rapporté au Briovérien inférieur et moyen et le groupe de Belle-Ile à la partie supérieure du Briovérien moyen et au Briovérien supérieur.

Un des éléments importants de cette comparaison est *l'homologie faite entre les porphyroïdes et le poudingue de Gourin*, représentant la base du Briovérien supérieur ; dans cette acception, les quartzites graphitiques sont considérés comme d'anciens phanites briovériens.

Les recherches actuelles laissent cependant à penser qu'il ne faut pas exclure, *a priori*, un âge paléozoïque pour tout ou partie de ces séries ; il est aussi possible que des fragments de terrains paléozoïques soient inclus tectoniquement dans les séries briovériennes (rôle des écaillages ?).

Il est clair que l'incertitude persistera tant que les comparaisons resteront sur le plan strictement lithologique.

MÉTAMORPHISME

• Trois événements pétrogénétiques principaux M1, M2, M3, affectent l'ensemble des terrains situés *au Sud de la zone broyée sud-armoricaine*.

Le premier épisode métamorphique décelable M1, se traduit :

- dans les micaschistes par des associations de minéraux résiduels : staurotide + grenat + biotite, correspondant à la paragenèse staurotide + almandin + biotite + muscovite + quartz ;
- dans les gneiss par des associations de minéraux résiduels : disthène/sillimanite + grenat + biotite correspondant à la paragenèse disthène + almandin + biotite + feldspath potassique + quartz.

Les minéraux de M1 sont connus à l'état de reliques blindées (ex. : grenat dans plagioclase, disthène/sillimanite dans cordiérite ou biotite) ou sont entourés de bordures réactionnelles (ex. : quartz et muscovite autour de la staurotide).

Le second épisode métamorphique M2 se traduit dans les micaschistes par des associations à muscovite + chlorite + quartz + albite (\pm biotite) et dans les gneiss par des associations à biotite + sillimanite + cordiérite + feldspath potassique + quartz.

Les gneiss sont le siège d'une anatexie partielle (métatexie) conduisant localement à des diatexites et des granites d'anatexie : cette mobilisation est contemporaine de M2.

Le troisième épisode métamorphique M3 ne se manifeste apparemment que dans les micaschistes de la Vilaine ; ce métamorphisme est essentiellement thermique et développe des minéraux blastiques post-schisteux de grande taille comme la biotite, la muscovite, le grenat et la staurotide dans les micaschistes, et le grenat calcique dans les roches basiques (skarns du Moustoir et de Tréguier).

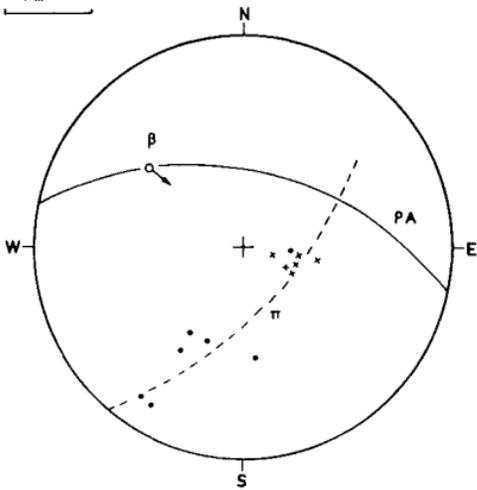
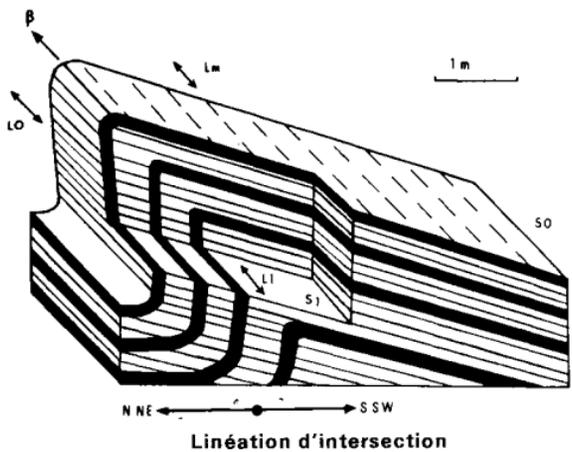
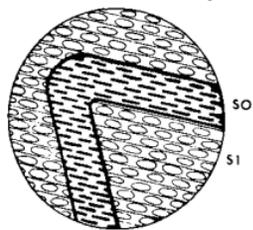
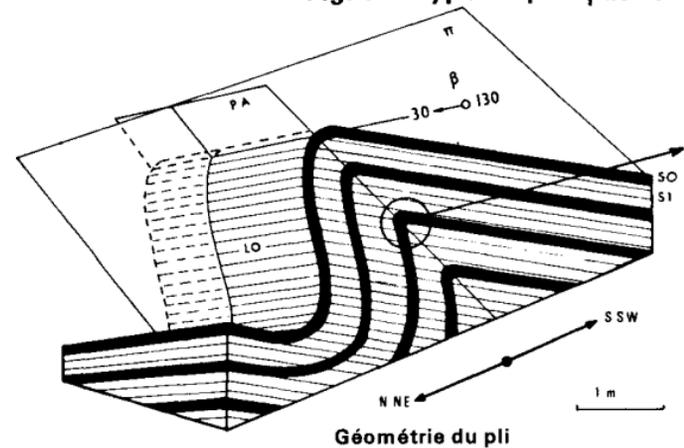
• **Au Nord de la zone broyée** le groupe des schistes cristallins septentrionaux montre le passage d'associations à biotite + andalousite + staurotide + plagioclase (+ muscovite + quartz) à des associations à muscovite + chlorite, dans les roches silico-alumineuses ; parallèlement dans les roches basiques on note le passage d'associations à pyroxène + grenat à des associations à hornblende + plagioclase (le grenat est entouré d'une bordure réactionnelle de plagioclases).

Aucune zonation métamorphique ne peut être établie sur le terrain, pas plus que les limites d'apparition ou de disparition des associations minérales décrites. Ceci tient en particulier à la discontinuité structurale qui sépare les gneiss des micaschistes : il n'a jamais été observé de passage continu. En l'absence de critères de terrain comment peut-on alors interpréter M1 et M2 et le passage M1 \Rightarrow M2 ?

1ère hypothèse :

M1 et M2 sont deux métamorphismes caractérisant chacun un cycle géologique complet.

Fig.4 – Type de pli P_1 dans les micaschistes (baie du Cabonnais en Kerdandec)



Légende

$S_0 \bullet$: plan de litage "stratigraphique" $\begin{cases} 40 & \text{flanc normal long} \\ 32 & \\ 50/120 & \text{flanc inverse court} \end{cases}$

$S_1 +$: plan de schistosité $\begin{cases} 20 \\ 30 \end{cases}$

β_0 : axe du pli antiforme $\Rightarrow 30/130$

π : cercle de zone (plan π)

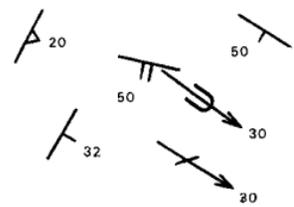
PA : plan axial du pli $\begin{cases} 50 \\ 70 \\ 110 \end{cases}$

L_1 : linéation d'intersection S_0/S_1 dans le plan de S_1 $\begin{cases} 30 \\ 130 \end{cases}$

L_0 : linéation d'intersection S_0/S_1 dans le plan de S_0

L_m : linéation par phyllites orientées dans le plan $S_0 // S_1$
($L_1 // L_0 // L_m // \beta$)

Représentation des éléments géométriques du pli sur la carte



	M1 lignée PM - BT	M2 lignée BP - HT
micaschistes	staurotide + almandin + biotite + muscovite + quartz <i>amphibolite facies</i> (-) ⇒	muscovite + chlorite/biotite + albite + quartz <i>greenschist facies</i> (+)
----- Discontinuité -----		
gneiss	disthène + almandin + biotite + feldspath K. + quartz <i>amphibolite facies</i> (+) ⇒	sillimanite + cordiérite + biotite + feldspath K. + quartz <i>amphibolite facies</i> (-)

Types de métamorphismes observés au Sud de la zone broyée sud-armoricaine

M1 ⇒ cycle cadomien (ou calédonien ?)

-----> rétromorphose

M2 ⇒ cycle hercynien

Il s'agit dans cette hypothèse d'un *poly-métamorphisme* lié à une histoire géologique *polycyclique*.

2ème hypothèse :

M1 et M2 sont deux épisodes d'un unique métamorphisme plurifacial caractérisant un seul cycle géologique qui est obligatoirement hercynien.

M1 ⇒ épisode 1 ⇒ lignée pression moyenne/basse température



M2 ⇒ épisode 2 ⇒ lignée basse pression/haute température.

Il s'agit dans cette hypothèse d'un *mono-métamorphisme* lié à une histoire géologique *monocyclique*.

La première hypothèse sert de base à l'interprétation *polycyclique* de l'histoire géologique de Bretagne méridionale : à Champtoceaux, par exemple, le polycyclisme est bien établi : sur *des critères tectoniques et paléontologiques* (discordance du Cambrien fossilifère sur les schistes métamorphiques).

Mais en ce qui concerne les gneiss et micaschistes de l'*anticlinal de Cornouaille*, dans la région intéressée par la feuille la Roche-Bernard (à l'exception des territoires situés au Nord de la zone broyée qui se rattachent à Champtoceaux), l'hypothèse polycyclique repose essentiellement sur l'existence de la rétromorphose M1 ⇒ M2 car les critères de terrain sont inutilisables.

Or, le phénomène de rétromorphose ne constitue pas à lui tout seul une preuve infaillible de polycyclisme (Den Tex, 1974).

DÉFORMATIONS

L'analyse des déformations continues conduit à proposer le schéma chronologique suivant :

Dans les micaschistes de la Vilaine

Déformation D1 : Plis P0, isoclinaux, aplatis, probablement anté-schisteux, à plan axial sub-horizontale parallèle à S1. (direction axiale N-S au Moustoir). Pas de grandes structures connues.

Déformation D2 : Plis P1, associés à la schistosité régionale S1, accompagnés de structures en rouleaux de quartz (*rods*) ou en meneaux (charnières isolées dans les roches basiques) et de linéations minérales (phyllite, amphibolites).

Ce sont des plis dissymétriques à flanc normal long et à flanc inverse court : la schistosité S1 est toujours parallèle au flanc long et sécante sur le flanc court (très beaux exemples à Kerdandec et dans les falaises du Goulumer, fig. 4). Structures d'ampleur régionale reconnaissables.

La direction axiale de ces plis est extrêmement variable et va de l'Est-Ouest (la Vilaine) au Nord-Sud (pointe du Castelli).

Déformation D3 : Chevauchements (écaillages).

Déformation D4 : Plissement de grande amplitude en synformes.

Il existe enfin une crénelation de la schistosité de direction N 120°E, dont les relations avec les déformations D3 et D4 ne sont pas connues. Cette chronologie appelle quelques commentaires.

Les relations entre les plis P0 et P1 ne sont pas claires : il n'existe aucune preuve formelle de l'antériorité des plis P0 aux plis P1 dans les falaises du Moustoir (roches basiques).

Par contre, dans les quartzites graphitiques de la baie du Palandrin (au Sud du village de Kersequin) on observe une figure d'interférence (type 3 dans la classification de J.G. Ramsay) montrant la reprise d'un pli isoclinal ancien de direction non déterminable par un pli P1 de direction axiale est-ouest.

Rien n'autorisant l'assimilation des plis P0 du Moustoir au pli anté-P1 du Palandrin, on peut cependant conclure à l'existence d'une phase de déformation antérieure à P1 et S1.

Cette conclusion pose le problème de l'origine de la surface représentée sur la carte sous la dénomination de *litage stratigraphique*. Le litage résulte ici de la déformation d'une stratification S0 par deux phases de plissement superposées donnant, en dehors des charnières de plis, des surfaces parallèles sur le terrain. La prédominance et la persistance du facteur S0, dans les quartzites graphitiques par exemple, nous a fait adopter le terme de *litage stratigraphique*.

Des surfaces de chevauchement existent à la pointe du Scal, au Palandrin, à la pointe de Pen-Bé, à la pointe du Castelli : elles sont visibles en falaises mais l'on n'a aucune idée de leur extension dans les terres. Ces surfaces sont accompagnées de brèches tectoniques et (ou) de plis d'entraînement permettant localement une estimation du sens du mouvement (le Palandrin).

A la pointe de Pen-Bé et probablement dans la péninsule de Pénestin les chevauchements isolent des *copeaux* de gneiss qui reposent anormalement sur le substrat de micaschistes (cet orthogneiss n'est jamais connu en place).

Au Castelli, les plans de chevauchement sont déformés par un pli synforme (déformation D4) bien marqué par les porphyroïdes surmontant les quartzites graphitiques : c'est le seul cas permettant de conclure à l'antériorité des écaillages (D3) au pli synforme (D4).

Les quartzites graphitiques délimitent sur la carte une vaste structure synforme, faillée secondairement et tronquée au Nord (village de Kervert) par une zone mylonitique allant de la Grande Brière à la pointe du Scal.

Dans les gneiss et migmatites de l'anticlinal de Cornouaille

Déformation D1 : plis P1 isoclinaux à schistosité de flux de direction axiale sub-est-ouest, plan axial sub-horizontale, linéation L1 associée.

Déformation D2 : plis P2, souples, déformant P1, de direction axiale NW-SE, à plans axiaux sub-verticaux, sans schistosité, contemporains de la mobilisation anatectique datée à 360 M.A. (âge du granite d'anatexie).

Déformation D3 : cisaillements et blastomylonitisations complexes de la zone broyée sud-armoricaine, affectant en partie des leucogranites datés à 320 M.A.

Tableau I - Relations entre métamorphisme et déformation dans et au Sud de la zone broyée sud-armoricaine

Granites	Métamorphisme	Déformation	Age
	M ₁	D ₁ P ₀ ↓ P ₁ ↓ micaschistes gneiss	?
granite d'anatexie 360 MA	M ₂ + anatexie	D ₂ P ₁ ↓ P ₂ ↓ micaschistes gneiss et migmatites	Phase majeure hercynienne Dévonien moyen
		D ₃ D ₄	
leucogranites s./.* 320 MA	M ₃ dans les micaschistes seulement		limite Namurien - Viséen
		blastomylonitisation - zone broyée sud-armoricaine	Stéphanien

* Le granite de Guérande est intrusif dans les micaschistes vers l'Est, mais semble en rapport avec les déformations D₃ et D₄ vers l'Ouest (pointe du Castelli), si bien que M₃ est placé en regard de D₃ - D₄ dans ce tableau.

La comparaison des déformations dans des milieux rhéologiquement aussi différents que les micaschistes et les gneiss est délicate, surtout en l'absence de relations continues entre les deux milieux.

Du point de vue strictement chronologique, si les correspondances entre les déformations D1 et D2 dans les deux ensembles sont exactes, la phase 2 (pli P1) dans les micaschistes est calée à 360 M.A.

La phase majeure de l'orogénèse hercynienne est donc une phase D2 d'âge hercynien précoce (Dévonien moyen) ; quant à la phase 1 (D1), pour les mêmes raisons exposées dans la discussion sur le métamorphisme, elle est d'âge cadomien (ou calédonien ?) (hypothèse polycyclique) ou d'âge hercynien (hypothèse monocyclique). La chronologie D1, D2 est basée sur un nombre restreint de figures d'interférence : ces figures ne constituent pas non plus à elles seules, un critère de polycyclisme (Den Tex, 1974).

CONCLUSIONS

Relations entre métamorphisme et déformation

L'analyse microstructurale sur échantillons orientés montre que, dans les micaschistes de la Vilaine la déformation D2 est synchrone du métamorphisme M2.

Dans les gneiss, on a vu que le métamorphisme M2 est synchrone de la mobilisation anatectique qui est elle-même synchrone de la déformation D2.

Avec l'anatexie, dont l'évolution extrême est un granite daté à 360 M.A., l'histoire tectono-métamorphique au sens strict est terminée : ce sont les phénomènes de mise en place des granites à 320 M.A. et de leur blastomylonitisation lors des mouvements de la zone broyée, qui prennent le relais.

Interprétation de la discontinuité micaschistes gneiss

Selon les conceptions de C.E. Wegmann une telle discontinuité s'explique par une disharmonie de comportement entre une infrastructure mobile (migmatites) et une superstructure passive (micaschistes et schistes), impliquant presque toujours un polycyclisme.

Cette disharmonie se traduit par des accidents mylonitiques occupés souvent par des granites de suture (granite de Férel—Herbignac, par exemple).

Ce modèle orogénique peut se réactualiser dans le modèle que propose Talbot (1971) pour les dômes gneissiques ; dans cet esprit les migmatites constitueraient un (ou des) diapir de matériel granitique se mettant en place dans son propre encaissant, l'ensemble du phénomène pouvant être décomposé en plusieurs phases d'un même cycle, ou en n phases appartenant à n cycles.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les terrains cristallophylliens qui constituent la majeure partie du sous-sol du territoire couvert par la feuille la Roche-Bernard sont peu favorables à la présence d'eau souterraine. Ils n'en contiennent pas moins une certaine quantité dans leur partie supérieure plus ou moins altérée, mais les débits sont généralement médiocres et ne peuvent satisfaire que des besoins individuels. A noter que l'arénisation semble se prolonger sous le remplissage vaseux de la Brière, où, parfois surmontée de dépôts sablo-graveleux, cette zone altérée contient de l'eau en charge.

Les alluvions graveleuses, qui tapissent le fond de la Vilaine sous un fort recouvrement de vases flandriennes (35 m à Arzal), ne peuvent pas constituer un aquifère intéressant.

Les formations pliocènes de Pénestin et de la forêt de la Bretesche contiennent de l'eau dont la présence est attestée par les sources qui les ceignent. Aucune donnée précise n'existe sur les caractéristiques hydrauliques de ces terrains, mais vu le faciès fin, parfois argileux, qu'ils présentent, il est douteux qu'ils puissent constituer des aquifères importants.

Plus intéressants sont les dépôts éocènes de Crossac, de Saint-Lyphard et du Bas-Bergon (la Chapelle-des-Marais). En cette dernière localité des forages de recherche d'eau ont été exécutés en 1955 pour le Syndicat d'Herbignac. Des débits de l'ordre de 20 à 30 m³/h ont été obtenus pour des rabattements voisins de 4 m (et avec, semble-t-il, de fortes pertes de charge).

CARRIÈRES ET EXPLOITATIONS

Introduction

Il existe de nombreuses carrières sur le territoire de la feuille la Roche-Bernard : tous les types de matériaux affleurant ont été à peu près exploités à la fin du siècle dernier.

Sur la première édition de la feuille Quiberon à 1/80 000 (Charles Barrois, 1897) figure un nombre considérable de ces carrières, grandes et petites, dont on a souvent perdu la trace.

Il n'est pas inutile de rappeler qu'à cette époque le géologue avait à sa disposition *les carrières ouvertes sur place* pour fournir l'empierrement des routes nouvellement créées (c'était l'époque du tracé des grandes voies routières en Bretagne) ; il bénéficiait également de l'abondance des *trous* creusés par les habitants pour construire leurs maisons.

Avant notre *ère de béton anonyme* les maisons rurales (fermes, habitations des bourgs et villages) étaient entièrement construites *en matériaux naturels de provenance très rapprochée*.

L'exemple le plus remarquable est peut-être celui des quartzites graphitiques connus dans la région sous le nom de *pierres bleues* ; sur près de 15 km les affleurements dessinent une bande continue jalonnée de villages dont la majorité des édifices est constituée de cette pierre bleue très sombre (villages de Melon, Keroua, Saint-Molf, Pont-d'Arm, Barzin, Landieul).

On exploitait aussi la moindre lentille calcaire : il y avait un four à chaux au Moustoir (estuaire de la Vilaine), plusieurs autres dans les îles de la Brière (Saint-Malo-de-Guersac, Pandille, etc.).

Actuellement, il ne reste que quelques exploitations en activité continue ou temporaire et les excavations abandonnées sont peu à peu comblées ou servent ordinairement de décharge publique.

Caractéristiques des matériaux exploités

La viabilité des matériaux exploités est limitée par deux facteurs essentiels :

— *le facteur hétérogénéité* : ce sont des roches métamorphiques ou dérivées, pouvant contenir en plus ou moins grande abondance des enclaves très diverses (ex. : enclaves gneissiques dans les granites) ;

— *le facteur débit* : l'orientation de certains minéraux (micas en particulier) suivant des plans privilégiés donne à la roche un débit en feuillets parallèles à clivage facile.

Il se superpose en permanence une fracturation plus ou moins forte (lithoclasses verticales perpendiculaires au clivage schisteux).

On peut ajouter une troisième facteur non négligeable qui est le facteur altération. D'une façon générale, la roche est recouverte d'un sol peu épais (l'arène granitique

affleure même directement dans les régions d'Arbourg et de Sandun) ce qui favorise une altération importante sous un climat tempéré de type océanique (températures moyennes à faibles variations annuelles, forte nébulosité, précipitations moyennes bien réparties entraînant une humidité constante et un faible drainage).

On envisagera successivement les différents types de matériaux exploités figurant dans la légende technique.

mch. Micaschistes

Hétérogénéité très forte : présence de lentilles et de filonnets de quartz constituant jusqu'à 20 % du volume de la roche.

Débit schisteux sub-horizontale dominant : roche à cohésion très faible.

Fracturation verticale importante.

Altération puissante réduisant parfois la roche à l'état d'argile sur 5 à 10 mètres d'épaisseur (falaise de la Mine d'Or et de Quimiac en recul constant).

Toutes les carrières sont abandonnées (Nord-Est et Sud-Ouest de Camoël).

Les matériaux extraits servaient à la construction de bâtiments utilitaires (granges, étables).

por. Porphyroïdes

Niveau volcano-détritique interstratifié dans les micaschistes, d'une épaisseur maximum de 50 à 100 mètres.

Hétérogénéité forte : porphyroblastes de feldspath potassique de grande taille (5 mm à 3 cm) constituant jusqu'à 50 % de la roche en volume ; ils sont inclus dans une matrice fine à quartz + micas.

Très nombreux filons de quartz + feldspath rose interstratifiés suivant la schistosité.

Débit schisteux sub-horizontale dominant : cohésion pratiquement nulle en surface, bonne en profondeur (—40 m dans les sondages du CEA dans la région de Piriac—le Castelli).

Fracturation verticale importante.

Altération aboutissant au débitage complet de la roche (arènes à porphyroblastes de feldspath).

Une seule petite carrière abandonnée au Sud du château de Kerougas (Est d'Assérac).

quz. Quartzites

Niveau de 50 mètres d'épaisseur maximum contenu dans les micaschistes et les migmatites.

Ce sont essentiellement les quartzites graphitiques qui ont fait l'objet d'une exploitation importante à la fin du siècle dernier (pierres bleues).

Homogénéité bonne, cohésion forte, débit schisteux faible à inexistant.

Fracturation moyenne donnant les parallélépipèdes naturels utilisés pour la construction des habitations.

Altération peu importante (les quartzites forment des buttes dans le paysage par érosion différentielle).

Une seule grande carrière exploitée aujourd'hui : la carrière du Pabie au Sud-Est de Piriac ; elle produit des matériaux de gravillonnage et d'empierrement.

gne. Gneiss

Matériaux hétérogènes constitués d'une alternance de lits millimétriques à centimétriques à quartz + feldspath et à micas.

Roche fortement orientée (foliation) et facilement altérable.

Seuls les niveaux leptynitiques interstratifiés donnent des matériaux compacts, à bonne cohésion se débitant en blocs de plusieurs mètres cubes. Un tel niveau a été exploité dans les gneiss leptynitiques ($\lambda\zeta^1$) de la série d'Arzal pour la construction du barrage.

Il serait possible d'étendre l'exploitation vers les régions de Roz—Kervéro, où les leptynites constituent un niveau de 500 mètres d'épaisseur orienté W.NW—E.SE et décroché par des failles nord—sud.

Cette exploitation ne paraît cependant pas souhaitable compte tenu de la vocation touristique de cette zone bordière de la Vilaine.

bla. Blastomylonites

Formation épaisse de 500 à 600 mètres ; ces roches résultent de l'écrasement et de la déformation des granites de la zone broyée sud-armoricaine. La roche est exploitée dans sa partie la plus homogène (et la plus déformée) que sont les blastomylonites.

Une très grande carrière exploite ce matériau dur, compact et cohérent : la Clarté au Sud-Est de la Roche-Bernard ; les possibilités d'extraction sont encore très importantes : fourniture de matériaux d'empierrement. Lié aux blastomylonites, le grand filon de quartz de la zone broyée a été exploité sporadiquement dans de nombreuses petites carrières.

grn. Granites

Roches à homogénéité bonne ou moyenne suivant les secteurs (abondance plus ou moins grande des enclaves).

Orientation plus ou moins accusée des minéraux (biotites) donnant une foliation.

Fracturation : système de lithoclastes perpendiculaires à la foliation.

Altération superficielle forte (arènes granitiques).

De très nombreuses carrières ont exploité différents granites sous forme de moellons destinés à la construction.

Granite de Férel-Herbignac : carrières de Kerrouault, Quelnet, Kergas, Herbignac.

Anatexites : Harlo, moulin à Mahé, île de Brécun.

Granite de Guérande : grandes carrières à Saint-Sébastien et Trescalan (région de la Turballe), carrières de Kerlo, Arbourg, Sandun, nombreuses petites carrières disséminées dans ce granite.

Autres matériaux

Ce sont essentiellement les calcaires exploités pour la confection de la chaux. Les calcaires cristallins du socle (cipolins du Moustoir, la Pâquelais en Saint-Malode-Guersac, Pandille en Saint-Joachim) et les calcaires des bassins lutétiens (es : le Bas-Bergon, Crossac) ont autrefois servi à l'alimentation de fours à chaux. Les gisements sont totalement épuisés (le Moustoir) ou abandonnés sans espoir de reprise.

Conclusions

Actuellement, les seules possibilités, quant à l'extension des exploitations existantes, concernent les gneiss leptynitiques et les blastomylonites ; les matériaux fournis sont des granulats de tailles diverses pour l'empierrement et pour la confection des enrobés.

Références bibliographiques. On trouvera dans la revue « Routes et carrières » un article bien documenté sur les exploitations du Massif armoricain :

B. Auvray, J.J. Chauvel, Cl. Le Corre — Histoire géologique et carrières de Bretagne. *Routes et carrières*, 1971, n° 12, p. 31-44.

Revue éditée par le Syndicat national des producteurs de matériaux d'origine éruptive, cristallophyllienne et assimilée.

GÎTES MINÉRAUX

Béryllium, étain, or

A Coëtsurho (449-1-4001 ; x = 239,45 ; y = 289,40), un filon de pegmatite, sub-vertical, dirigé N 70 gr E, puissant de 0,50 m, encaissé dans des micaschistes, présente une minéralisation en *béryl* avec traces de *cassitérite* (50 à 100 g/t). Ces micaschistes, apparemment résiduels, se trouvent au-dessus des gneiss de Pénestin. Age : Briovérien inférieur.

A Pénestin (449-1-4002 ; $x = 236,50$; $y = 287,75$), la minéralisation en *étain* (cassitérite) et *or* se tient dans des alluvions anciennes (Pliocène ou Miocène) visibles dans la falaise qui borde la plage de Pénestin. Ces dépôts reposent sur un socle de micaschistes à muscovite et chlorite en contact au Nord avec les orthogneiss de Pénestin. La destruction des alluvions anciennes a minéralisé les sables de la plage de Pénestin (teneur moyenne en cassitérite : 90 gr/m^3). Dans les alluvions anciennes les teneurs en cassitérite seraient inférieures à 100 g/m^3 . Découvert en 1834, ce gîte a fait l'objet d'exploitations sporadiques. L'or ne s'y trouve qu'en infimes traces.

A 1 km au Sud de Piriac-sur-Mer, un gisement de *cassitérite* (449-5-4001) de type stockwerk couvre une superficie de 10 hectares. Le gîte est constitué par des filons de quartz souvent lenticulaires qui recourent le granite à deux micas, feuilleté (faciès orthogneissique) d'âge hercynien du massif de Guérande, suivant diverses directions. La cassitérite se trouve essentiellement dans les filons de quartz mais également faiblement disséminée dans certaines zones du granite encaissant. Les filons renferment du feldspath, de la muscovite, du béryl, de la cassitérite et du mispickel.

Filon principal reconnu en surface sur 400 m et au niveau -35 sur 40 m. Une exploitation vers 1849–1850 a produit 8 000 kg de cassitérite.

D'autres types de gisements de dépôts stannifères se trouvent dans la région de Piriac (449-5-4002). Ils sont de deux sortes :

- sables de vallées alluviales alimentés en étain par le gîte en place situé à la bordure septentrionale du granite de Guérande ;
- sables de plages alimentés soit par les vallées stannifères, soit par la destruction de la côte contenant des filons ou du granite minéralisé.

Les vallons de Kervin, celui de Port-Lauray ainsi que la plage du tombeau d'Almanzor ont fait l'objet d'exploitations. De 1848 à 1851, 18,9 t de cassitérite ont été extraites de ces gîtes détritiques.

Uranium

Le gîte de Pennaran (449-5-4003 ; $x = 231,60$; $y = 275,14$) découvert en 1966 est encaissé dans les schistes, à 200 m au Nord du contact avec le batholite granitique de Guérande (schistes des séries épi-métamorphiques développées aux dépens du Briovérien). La minéralisation en pechblende s'étend sur 350 m suivant un axe N 78° E (largeur active : 20 m).

A Keroland (449-5-4004 ; $x = 238,65$; $y = 272,05$), un gîte a été découvert en 1970, encaissé dans le granite de Guérande. La minéralisation y est aussi formée de pechblende.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

N° d'archivage S.G.N.	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Cote du toit des formations	Formations
	x	y	z			
449-3-4	250,75	290,06	+ 3	19,10	+ 3 - 16	Alluvions Socle
449-4-1	257,70	282,20	+ 2	17	+ 0 0 - 10	Formations superficielles Lutézien Socle
449-4-2	257,30	282,35	+ 3	20	+ 3 + 2 - 6	Formations superficielles Lutézien Socle
449-4-3	257,50	282,15	+ 2	22	+ 2 - 20	Lutézien Gneiss
449-4-4	257,75	282,30	+ 2	6,30	+ 2 - 4	Alluvions Gneiss
449-4-5	256,85	282,40	+ 2	14,10	+ 2 - 2,5 - 11,6	Alluvions Lutézien Gneiss
449-4-6	256,70	282,35	+ 2	35	+ 2	Lutézien (socle non atteint)
449-4-7	257,60	282,55	+ 2,5	35	+ 2,5 - 29	Lutézien Gneiss
449-4-9	257,55	282,45	+ 2	15,95	+ 2	Lutézien (socle non atteint)
449-4-10	257,35	282,45	+ 3	15	+ 3	Lutézien (socle non atteint)
449-6-5	242,84	278,34	+ 1	17,80	+ 1 - 13	Alluvions Socle
449-7-3	251,00	270,75	+ 2,28	2,45	+ 2,3 + 0,5	Quaternaire Gneiss
449-7-4	251,45	271,00	+ 2,85	2,06	+ 2,8 + 2	Quaternaire Gneiss
449-7-5	251,90	271,20	+ 1,47	4,70	+ 1,47 - 0,5	Quaternaire Gneiss

N° d'archivage S.G.N.	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Cote du toit des formations	Formations
	x	y	z			
449-7-6	252,35	271,45	+ 1,40	4,63	+ 1,40 - 2	Quaternaire Gneiss
449-7-9	252,7	274,75	+ 1	2	+ 1 + 0,20 - 0,90	Alluvions sub-actuelles Flandrien Socle (arène)
449-7-10	252,4	275,3	+ 1	2,85	+ 1 - 0,10 - 1,60	Alluvions récentes Socle (arène) Micaschiste
449-7-11	251,20	272,65	+ 1	19	+ 1 - 1,40 - 12 - 12,9 - 17,6	Limon tourbeux Argile (Flandrien) Sable argileux coquillier Arène Roche
449-7-12	251,45	276,20	+ 1	3,8	+ 1 - 1,15 - 2,5 - 2,8	Tourbe Argile Lutétien remanié Calcaire lutétien
449-7-13	251,40	276,40	+ 1	1,80	+ 1 - 0,60	Tourbe Arène
449-7-14	251,05	276,30	+ 1	2,90	+ 1 - 1 - 1,35 - 1,90	Tourbe Argile sableuse Sable argileux Arène
449-8-2	254,10	272,33	+ 0,26	18,75	+ 0,26 - 17	Alluvions Gneiss
449-8-3	254,36	272,45	+ 0,42	18,92	+ 0,42 - 15,5	Alluvions Gneiss
449-8-10	256,57	274,28	+ 2,14	5	+ 2,14 - 1	Alluvions Gneiss
449-8-12	257,31	274,98	+ 2,92	5	+ 2,92 0	Alluvions Gneiss
449-8-13	254,00	272,90	+ 1	5,20	+ 1 - 4	Quaternaire Socle (arène)
449-8-14	256,43	276,32	+ 2	16,50	+ 2 - 4	Quaternaire Socle

N° d'archivage S.G.N.	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Cote du toit des formations	Formations
	x	y	z			
449-8-15	253,52	272,50	+ 1	55	+ 1 - 1,20 - 8,00 - 16,80 - 17,90 - 31,40 - 54,00	Limon tourbeux Argile (Flandrien) Argile noire Sable argileux coquillier Arène Rocher altéré Micaschiste
449-8-16	253,97	272,50	+ 1	11	+ 1 + 0,90 - 0,60 - 9,50	Terre arable Tourbe Argile (Flandrien) Arène

BIBLIOGRAPHIE

- BARROIS Ch. (1896) — Légende de la feuille de Saint-Nazaire. (n° 104, carte géologique de la France au 1/80 000). *Ann. Soc. géol. Nord*, XXIV, p. 137-160.
- BARROIS Ch. (1897) — Légende de la feuille de Quiberon. (n° 103, carte géologique de la France au 1/80 000). *Ann. Soc. géol. Nord*, XXVI, p. 17-33.
- BOUYSSÉ P., GONI J., PARENT C., Le CALVEZ Y. (1966) — Recherches du B.R.G.M. sur le plateau continental. Premiers résultats sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques (Baie de la Vilaine). *Bull. B.R.G.M.*, 5, 77 p.
- BOUYSSÉ P., CHATEAUNEUF J.J., TERS M. (1974) — Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de la Vilaine. *C.R. Acad. Sc.*, D, t. 279, p. 1421-1424.
- BOUYSSÉ P. et HORN R. (1971) — Étude du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers océanographiques*, XXIII, 6, p. 497-517.
- BOUYSSÉ P., VANNEY J.R. (1966) — La baie de la Vilaine, étude sédimentologique et morphologique. *Cahiers océanographiques*, XVIII, 4, p. 319-341.
- COGNÉ J. (1957) — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. (Thèse Strasbourg). *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 1960, 382 p.
- COGNÉ J. (1962) — Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1965) — Feuille de Quiberon — Belle-Ile au 1/80 000, 2ème édition - Notice explicative. Service Carte géol. Fr., 16 p.

- COGNÉ J. (1974) — Le Massif Armoricaïn. *in* J. Debelmas. Géologie de la France - Doin éd. Paris, tome 1, p. 105-161.
- DEN TEX E. (1974) — The polycyclic lithosphere : an attempt to assess its orogenic memory. Centenaire de la Soc. géol. Belgique, Géologie des domaines cristallins, Liège, p. 145-181.
- HORN R., VANNEY J.R., BOILLOT G., BOUYASSE P., LECLAIRE L. (1966) — Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode « boomer » au large du massif armoricaïn méridional. *C.R. Acad. Sc., D*, 263, p. 1560-1563.
- TALBOT C.J. (1971) — Thermal Convection below the Solidus in a mantled gneiss dome, Fungusi Reserve, Rhodesia. *J. geol. Soc.*, vol. 127, p. 377-410, 8 fig.
- VANNEY J.R. (1963) — Le précontinent du centre du golfe de Gascogne : recherches géomorphologiques. Thèse, École pratique des hautes études, laboratoire de géomorphologie, Dinard, mémoire n° 16, 365 p.
- VIDAL Ph. (1974) — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XV, p. 239-245.

Descriptions détaillées

- AUDREN Cl. (1971) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins de la Vilaine. Thèse 3ème cycle, ronéo, Rennes, 84 p.
- AUDREN Cl. et COGNÉ J. (1972) — Tectonique tangentielle et écaillages hercyniens dans les schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, p. 1629-1632.
- AUDREN Cl. (1974) — Les schistes cristallins de la Vilaine. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, (C), VI, 1, p. 1-41.
- JEGOUZO P. (1973) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites en basse Vilaine. Thèse 3ème cycle, ronéo, Rennes, 93 p., 1 carte.

Travaux et organismes consultés (Tertiaire et Quaternaire)

F. ARBEY, L. BARBAROUX, Ch. BARROIS, G. BELLENCOURT, G. BESNIER, A. DAVY, A. DESPRAIRIES, S. DURAND, G. FERRONIERE, A. GUILCHER, R. KERVILER, L.R. LAFOND, Y. MILON, M.T. MORZADEC, A. RIVIERE, M. RIVIERE, M. TERS, G. VASSEUR, S. VERNHET, A. VINCE, L. VISETT, S.G.R. Bretagne-Pays de la Loire, Génie rural Nantes, SOGEO Poitiers.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille Saint-Nazaire :

1ère édition (1897), par Ch. BARROIS

2ème édition (1949), par Ch. BARROIS.

Feuille Quiberon—Belle-Ile :

1ère édition (1897), par Ch. BARROIS

2ème édition (1965), par J. COGNÉ, S. DURAND, A. GUILCHER et P.R.

GIOT.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille Nantes (1961), coordination par F. PERMINGEAT.

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 II — Équivalences des notations entre la feuille la Roche-Bernard et la feuille Saint-Nazaire à 1/50 000

la Roche-Bernard		Saint-Nazaire	
Notation	Désignation	Notation	Désignation
ξ^2	micaschistes indifférenciés à muscovite + chlorite	ξ^1	micaschistes
γ^{1-2}	leucogranite de Guérande	$\xi\gamma^{1-2}$	leucogranite de Guérande orienté
M^{2-1}	migmatites et gneiss granitoïdes	M^2	gneiss métatectique à biotite et sillimanite
χ_{gr}	quartzites graphitiques	Gr	microquartzite graphitique
χ_s	quartzite séricitique	G	grès-quartzite
δ^{11}_a	amphibolites	δ^1	amphibolites
δ^{11}_p	pyroxénites	δ^2	pyroxénites
δ^{11}	amphibolo-pyroxénites	-	pas d'équivalent
δ^{11}_g	amphibolite à grenat résiduel	-	pas d'équivalent
C	calcaire cristallin à trémolite	Ca	calcaires cristallins
Cp	calcaire cristallin à dypire		

AUTEURS DE LA NOTICE

Introduction : Claude AUDREN.

Terrains cristallins et cristallophylliens : Cl. AUDREN et Pierre JEGOUZO.

Paléozoïque : P. JEGOUZO.

Tertiaire et Quaternaire : Lucien BARBAROUX.

Géologie marine et de l'estuaire de la Vilaine : Philippe BOUYASSE.

Synthèse géologique du socle : Cl. AUDREN et P. JEGOUZO.

Hydrogéologie : S.G.R. Bretagne—Pays de la Loire.

Carrières et exploitations : Cl. AUDREN et P. JEGOUZO.

Gîtes minéraux : Jacques BARRUOL d'après le fichier de la Banque des données du sous-sol du B.R.G.M.

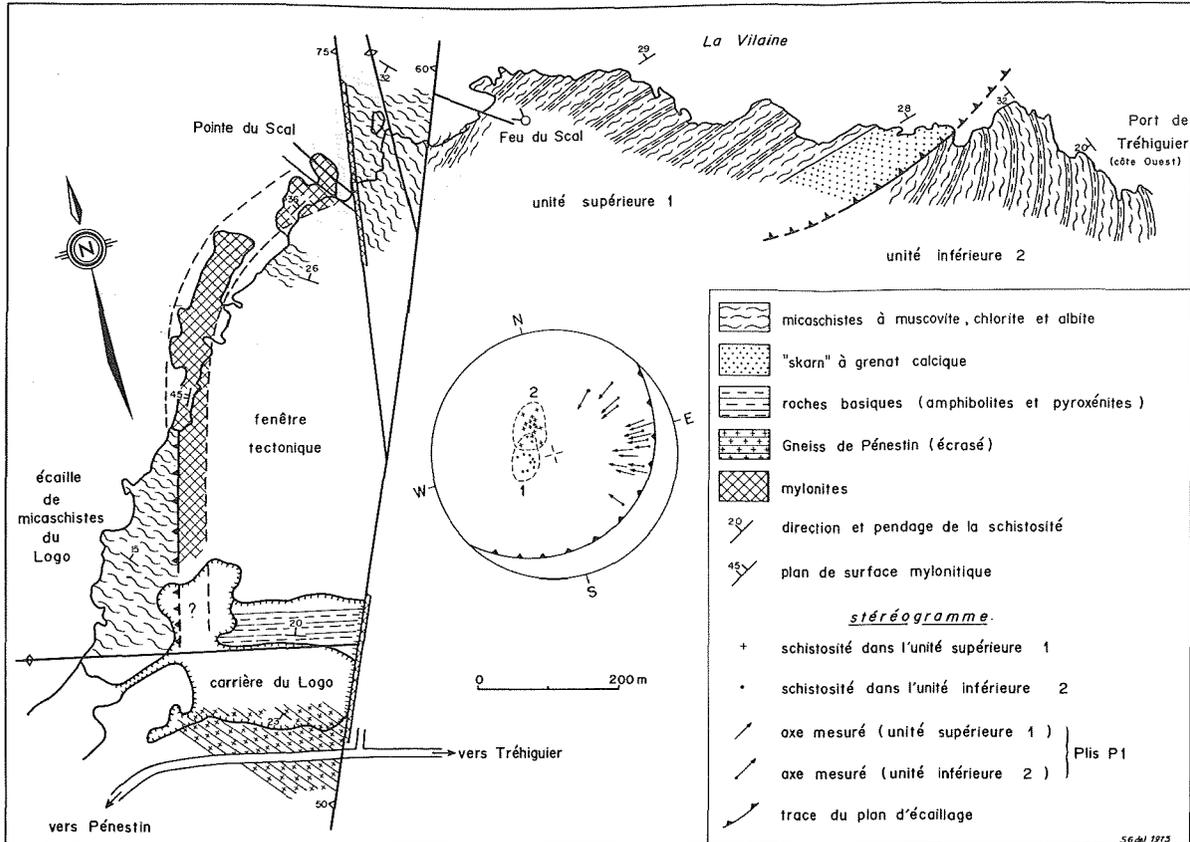


Fig. 5 - La pointe du Scal

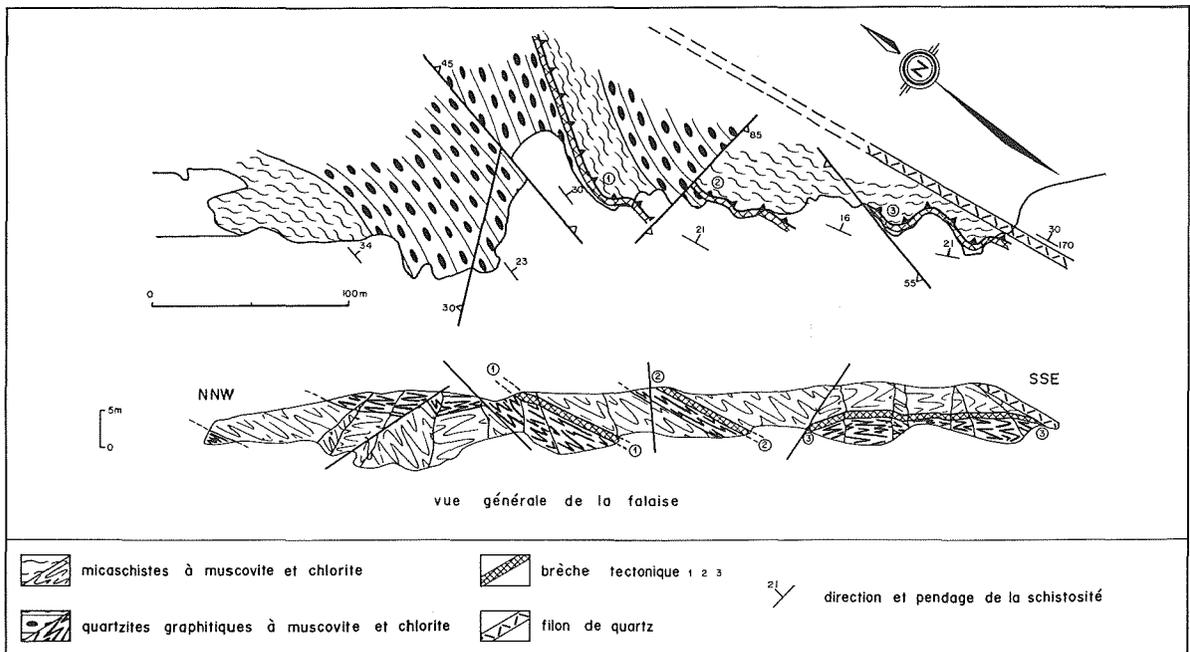


Fig. 6 - Le Palandrin

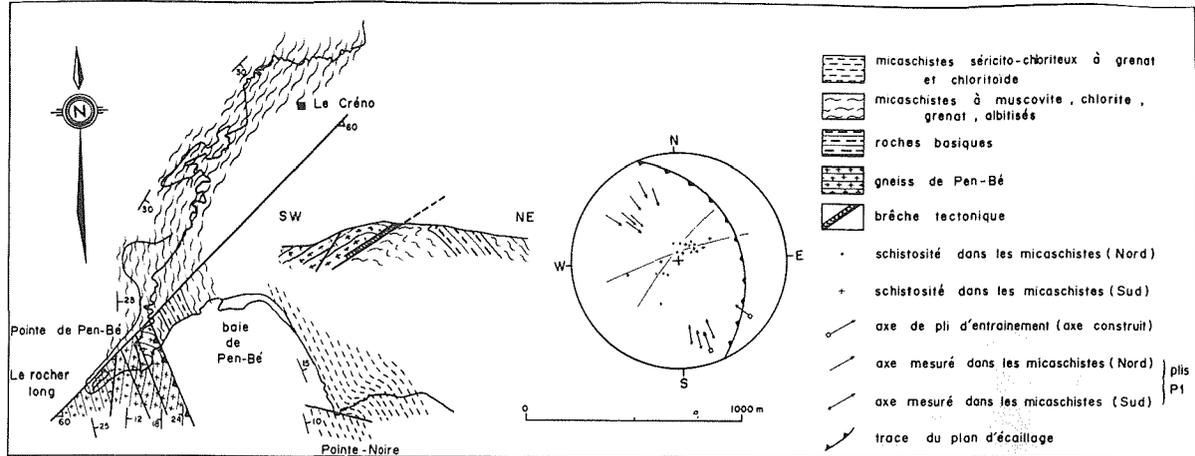


Fig. 7 - La pointe de Pen-Bé

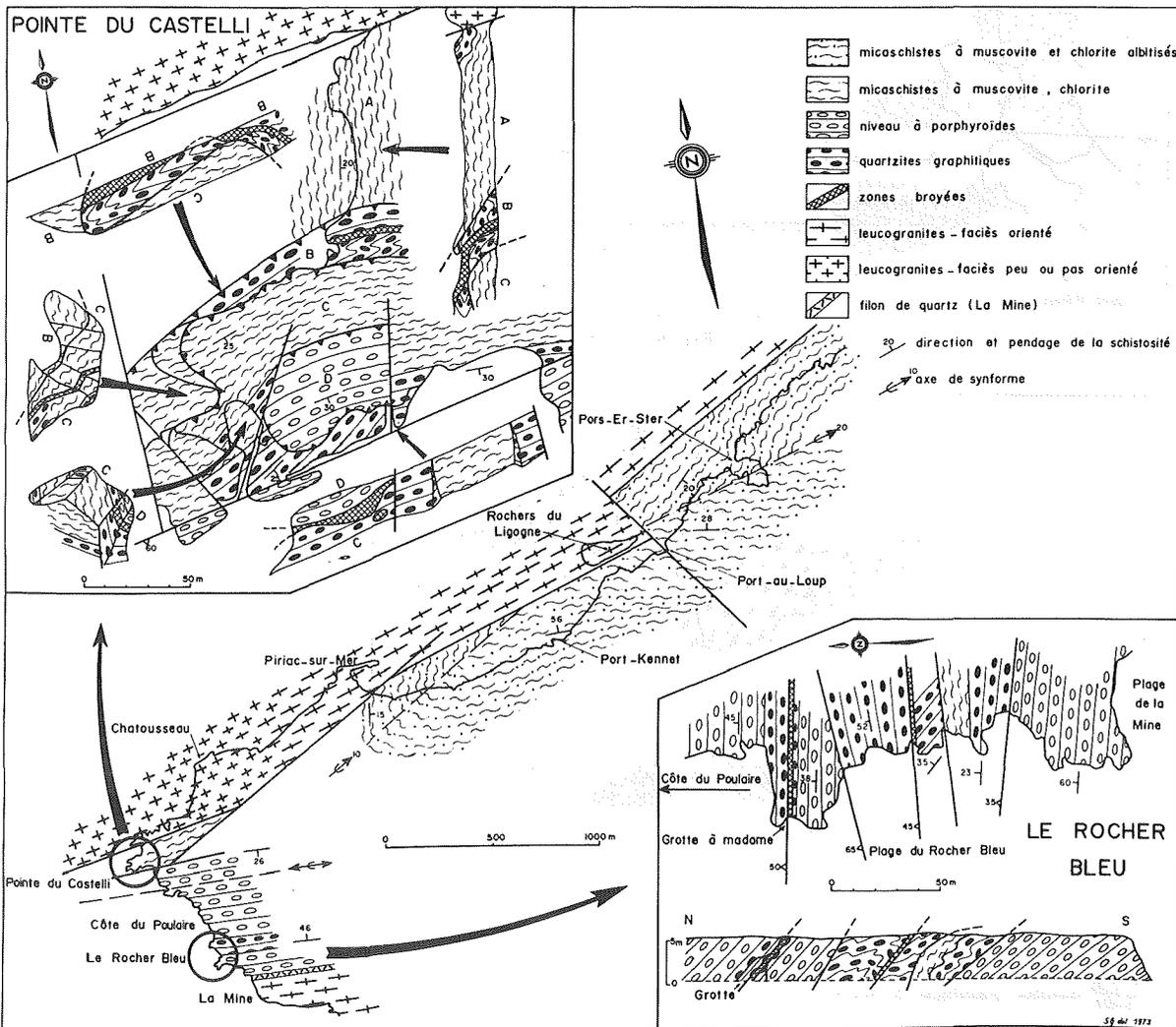


Fig. 8 - Le Castelli - Piriac