

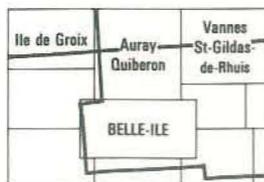
447-477



## BELLE-ILE-EN-MER ILES HOUAT ET HÆDIC

Y COMPRIS LA GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL

La carte géologique à 1/50 000  
BELLE-ILE-EN-MER/ILES HOUAT ET HÆDIC  
est recouverte par la coupure  
QUIBERON (N° 103)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
A 1/50 000

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

## BELLE-ILE-EN-MER ILES HOUAT ET HÆDIC

Y COMPRIS LA GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL

MINISTÈRE DU REDÉPLOIEMENT INDUSTRIEL  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
BELLE-ILE-EN-MER – ILES HOUAT ET HOEDIC  
A 1/50 000**

**par**

**Cl. AUDREN et J. PLAINE**

**1986**

**Éditions du B.R.G.M. – BP 6009 -45060 ORLÉANS CEDEX 2 -FRANCE**

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>5</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>5</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>6</b>
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	<b>6</b>
Groupe de Belle-Ile-en-Mer	<b>6</b>
Presqu'île de Quiberon, îles Houat et Hoedic	<b>18</b>
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	<b>23</b>
Tertiaire	<b>23</b>
Quaternaire	<b>23</b>
<i>GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL</i>	<b>24</b>
Socle	<b>24</b>
Couverture sédimentaire récente	<b>26</b>
<b>STRUCTURE DE BELLE-ILE-EN-MER</b>	<b>26</b>
<i>PREMIÈRE PHASE DE DÉFORMATION</i>	<b>27</b>
<i>DEUXIÈME PHASE DE DÉFORMATION</i>	<b>28</b>
<i>TROISIÈME PHASE DE DÉFORMATION</i>	<b>28</b>
<i>CHEVAUchements ou ÉCAILLAGES</i>	<b>30</b>
<i>CONCLUSIONS</i>	<b>32</b>
<b>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</b>	<b>32</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>34</b>
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>34</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>34</b>
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	<b>35</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>36</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>38</b>
<b>ERRATA</b>	<b>38</b>

## INTRODUCTION

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Cette première édition de la feuille Belle-Ile-en-Mer à l'échelle du 1/50000 a été, pour la partie terrestre, levée par des géologues de l'Institut de géologie de Rennes (université de Rennes) et du Centre armoricain d'étude structurale des socles (L.P. C.N.R.S., Rennes).

La cartographie de Belle-Ile-en-Mer est due à Claude Audren, chargé de recherche au CNRS (thèse d'Etat, Rennes, 1985); celle de l'extrémité de la presqu'île de Quiberon, des îles Houat et Hoedic est due à Jean Plaine, ingénieur à l'université de Rennes et Yves Hirbec, docteur de 3ème cycle, dans le cadre du Centre armoricain d'étude structurale des socles.

Le tracé géologique de la partie sous-marine a été réalisé à partir des cartes fournies par Jean-Pierre Lefort, maître-assistant à l'université de Rennes, et Claude Audren pour le socle, et par Jean-Pierre Pinot, Jean-René Vanney et collaborateurs pour les sédiments meubles.

La synthèse cartographique et la coordination scientifique ont été assurées par Jean Plaine et Claude Audren.

### *PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La feuille Belle-Ile-en-Mer comprend, pour sa partie émergée, trois des principales îles morbihannaises au large de la presqu'île de Quiberon dont seule l'extrême pointe méridionale est visible (pointe du Conguel).

Située à 15 kilomètres au large du continent, Belle-Ile-en-Mer (Ar Gerveur) est la plus grande des îles de Bretagne méridionale (20 kilomètres de long sur 10 kilomètres dans sa plus grande largeur); elle forme un plateau d'altitude moyenne de 40 m (71 m au maximum à Borvran en Locmaria) limité par de hautes falaises et entaillé d'un grand nombre de vallons encaissés et ramifiés (relief en creux) qui débouchent sur la mer par de petites plages. Ces vallons, très caractéristiques de l'île, s'orientent de part et d'autre d'une culmination NW — SE allant de l'Apothicaierrie à Locmaria et qui correspond à la ligne de partage des eaux.

Moins majestueuses, mais plus sauvages, les îles Houat (Houad) et Hoedic (Heudig) prolongent dans l'océan la presqu'île de Quiberon à laquelle elles sont rattachées par les chaussées de Béniguet et de la Teignouse. Grâce à ses falaises de granite blanc et rose et à ses vastes plages de sable fin, l'île Houat est beaucoup plus accueillante que l'île Hoedic qui n'offre que de larges estrans rocheux sans personnalité marquée.

A cette diversité de paysages correspond une diversité géologique; la feuille Belle-Ile-en-Mer couvre en effet trois grands domaines géologiques de nature et d'évolution tectono-métamorphique différentes et qui sont en contact tectonique les uns avec les autres.

• Au Nord, la presqu'île de Quiberon, les îles Houat et Hoedic sont constituées de granites à muscovite et biotite qui appartiennent à la lignée des granites à

deux micas sud-armoricains, mis en place au cours de la tectogenèse varisque entre 340 et 300 millions d'années.

● Séparée du domaine précédent par une faille orientée NW — SE, Belle-Ile-en-Mer est formée de roches volcano-sédimentaires et de roches plus franchement volcaniques, faiblement métamorphiques (domaine épizonal de moyenne température) dont l'équivalent sur le continent est à rechercher dans les Séries de l'estuaire de la Vilaine ou de Vendée maritime. L'âge de cet ensemble n'est pas connu.

● Enfin, au Nord-Ouest de la feuille, ont été reconnues par carottage des roches cristallophylliennes à minéraux de métamorphisme de haute pression qui se rattachent au groupe de l'île de Groix dont on observe ici l'extension maximale vers l'Est.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

#### Groupe de Belle-Ile-en-Mer (roches métamorphisées en domaine épizonal)

L'essentiel de la lithologie de Belle-Ile-en-Mer correspond à des sédiments fins d'origine volcano-sédimentaire, métamorphisés en domaine épizonal, antérieurement désignés sous les termes de "Phyllades de Saint-Lô séricitiques" (Schistes X de Ch. Barrois, 1897) ou de "schistes et phyllades séricito-chloriteux et schistes sériciteux épimétamorphiques" (schistes et micaschistes  $\xi^2$  de J. Cogné, 1960 et 1965).

Ces sédiments contiennent des niveaux feldspathiques ocellés remarquables, initialement cartographiés sous le nom de "schistes et gneiss granulitiques" (XY<sup>1</sup> de Ch. Barrois) puis considérés comme des "porphyroïdes" ( $\xi^{2p}$  de J. Cogné). Ceux-ci sont associés à des horizons de quartzites graphitiques, de quartzites séricitiques, à des niveaux d'aspect rythmique (schistes varvés et schistes graphitiques  $\xi^{2v}$  de J. Cogné), à des conglomérats, ce qui plaide en faveur de leur origine sédimentaire ou volcano-sédimentaire (J. Cogné, 1960). Ce groupe se prolonge vers l'Est, sur le continent, en presqu'île de Guérande où il recouvre géométriquement les micaschistes albitiques du groupe de la Vilaine, en particulier dans la structure synforme de Piriac (*cf.* feuille à 1/50000 la Roche-Bernard).

**vsS. Ensemble volcano-sédimentaire : tufs avec intercalations possibles de siltstones.** Cet ensemble constitue une série monotone de matériaux volcanoclastiques que l'on peut désigner sous le terme général de "tufs". Ce sont des sédiments formés pour tout ou partie d'éléments de nature volcanique, la difficulté principale étant d'évaluer correctement l'importance respective des phénomènes volcanique et sédimentaire interférant dans la genèse des matériaux anciens déformés et métamorphisés de Belle-Ile-en-Mer.

Sur le terrain et à l'échelle de la lame mince, on peut reconnaître les éléments figurés (clastes) mais il est souvent malaisé de faire la part entre matrice originelle et recristallisations postérieures. Il en résulte que l'évaluation du pourcentage volumétrique éléments figurés/matrice n'a pas de sens dans l'absolu et n'est que relative d'un échantillon à l'autre.

Il est cependant possible de différencier des brèches (taille des clastes supérieure à 2mm) et des tufs (taille des clastes inférieure à 2mm). Les tufs eux-mêmes sont séparés en tufs grossiers (taille des clastes comprise entre 2mm et 64 microns), affleurant principalement dans la moitié est de l'île, et en tufs fins (taille des clastes inférieure à 64 microns) affleurant principalement dans la moitié ouest de l'île. A l'échelle de l'affleurement les deux types de tufs peuvent alterner.

*Les tufs grossiers* à clastes bien individualisés et abondants affleurent à la pointe de Ramonette, au Gros Rocher, à Port-Yorc'h, à la pointe du Bugul, sur la côte est (Borderhouat, Kerzo), à Port-Loscan, à la pointe de Pouldon, dans l'anse de Vazen, à Stêr-Vraz,... Ils ont été exploités dans l'Est de l'île à Kerouarh.

Ce sont des matériaux hétérogènes de couleur verdâtre à jaunâtre ; le débit grossier centimétrique est un litage tectonique qui isole des microlithons à toutes les échelles. Les lits sont alternativement quartzo-feldspathiques et phylliteux. La matrice est un assemblage de grains isodiamétriques (taille moyenne : 50 microns) de quartz, de plagioclase albitique, de feldspath alcalin et de minéraux phylliteux (chlorites claires, micas blancs) qui recristallisent dans les plans de schistosité délimitant les microlithons.

Les clastes sont à 80 % des grains de quartz lenticulaires, allongés dans les plans de schistosité ; leur taille atteint le millimètre. Ils ont typiquement une morphologie de quartz volcaniques avec golfes de corrosion. Les clastes feldspathiques sont plus rares et se trouvent parfois associés au quartz dans des agrégats lenticulaires. Les minéraux accessoires sont le zircon, le rutile, la tourmaline et quelques rares biotites altérées.

De façon constante, on observe de la matière carbonée qui confère à ces tufs une coloration brune ou noire lorsque la roche n'est pas altérée. Cette matière carbonée est également présente dans les feldspaths alcalins qui sont alors aisément reconnaissables.

*Les tufs fins* se distinguent des précédents par la rareté ou l'absence de clastes de grande taille. Ils donnent des matériaux parfois très homogènes, de couleur verdâtre, à débit planaire fin ; les lits phylliteux sont plus épais et plus fréquents que dans les tufs grossiers.

Les affleurements sont surtout nombreux sur la côte ouest de l'île où ils alternent avec les tufs grossiers (Donnant, Kerlédan, Borderun,...).

Leur structure est voisine de celle des micaschistes ; les lits quartzo-feldspathiques, dans lesquels la taille des grains est souvent inférieure à 50 microns, alternent avec des lits phylliteux.

Il est probable qu'une partie de ces tufs corresponde à des niveaux cinéritiques totalement transformés.

*ip. Porphyroïdes (ignimbrites).* Ces roches particulières affleurent bien sur la côte à Port-Guen, Bordardoué, Port-Yorc'h, Kerdonis, Port-Coter, pointe de Pouldon, Grand-Village — le Talut, Donnant, Sauzon, Port-Quignéneç.

Elles constituent des niveaux continus ou lenticulaires dont la cartographie est délicate dans l'intérieur de l'île, les principaux affleurements étant ceux de

Mérézel et ceux des environs de Kergallic. Leur puissance peut aller de quelques décimètres à 4 ou 500 m au maximum.

Les affleurements continentaux les plus proches, hors de l'aire géographique couverte par la carte, sont ceux de la presqu'île de Guérande où les porphyroïdes occupent la presque totalité de la synforme Piriac—Assérac; au Nord ils apparaissent à proximité du Palandrin et au Sud on en retrouve quelques niveaux isolés au Sud de Sarzeau dans la presqu'île de Rhuys.

Macroscopiquement, ce sont des roches claires très schistifiées, riches en phénoclastes de feldspath et de quartz ce qui leur donne un aspect oillé caractéristique et leur a valu le nom de "porphyroïdes". Les porphyroïdes se débitent suivant une surface planaire portant une forte linéation d'allongement des éléments figurés.

Localement les cristaux de feldspath sont colorés en noir (pointe du Talut). Les structures que l'on peut observer sont toutes d'origine tectonique. Les éléments figurés sont des feldspaths alcalins aux formes irrégulières, tantôt arrondis, tantôt quadrangulaires, rarement maclés; leur taille va du millimètre à 3 ou 4 centimètres (Port-Yorck, Kerdonis) ce qui détermine une sorte de litage sédimentaire avec alternance de niveaux fins et de niveaux grossiers. Ils montrent un fin réseau perthitique plus ou moins net et organisé, avec des aspects de microcline; ils sont parfois entourés d'un liseré épitaxique d'albite anté- à synschisteux.

Le quartz se présente en amandes de 1 à 2 centimètres, allongées dans les plans de schistosité; les cristaux sont soit arrondis, avec golfes de corrosion, soit en forme d'échardes de petite taille (quartz volcaniques éclatés ou grains écrasés?). Il recristallise en outre en petits cristaux fortement engrenés ou en cristaux tabulaires dans les ombres de pression des grands clastes.

Les minéraux phylliteux sont surtout des micas blancs et des chlorites. La biotite, chloritisée, peut être d'origine primaire mais correspond le plus souvent à un épisode métamorphique tardif (échantillons en carottages sous-marins). Les plagioclases sont représentés par quelques grands cristaux d'oligoclase (An 5-10) à macles de l'albite.

La matrice est essentiellement quartzo-phylliteuse (micas blancs de néoformation et chlorites claires), la taille des grains se situant autour de 50 microns. Elle contient quelques biotites chloritisées et des minéraux accessoires (rutile, tourmaline, zircon, opaques).

● **Géochimie.** Les analyses obtenues à partir de 2 échantillons prélevés dans l'île (cf. tableau 2) et d'une quinzaine dans la presqu'île de Guérande (J.-P. Valois, 1975) indiquent qu'il s'agit de roches à tendance hyposodique nette qui occupent une aire distincte de celle des rhyolites et des arkoses dans un diagramme de H. de la Roche. On constate un net caractère hyperpotassique avec des teneurs en  $K_2O$  de l'ordre de 10 % pour des teneurs en  $Na_2O$  comprises entre 0,2 et 1,5 %.

● **Hypothèses sur la genèse des porphyroïdes.** Ch. Barrois considérait les porphyroïdes comme des roches métamorphiques enrichies en feldspaths alcalins à partir des "schistes sériciteux". Pour J. Cogné, ces roches sont :

— soit d'origine pyroclastique et sédimentaire (pyroclastique remanié);

—soit d'origine sédimentaire (arkoses grossières) en liaison avec la désagrégation de granites alcalins porphyroïdes suivie d'un transport en climat froid (la série de Belle-Ile étant ici rapprochée des formations glaciaires du Briovérien de Normandie).

Cet auteur privilégiait la seconde hypothèse arguant que la première ne réunissait pas d'arguments décisifs sur l'origine des clastes.

Les données géochimiques montrent clairement que les porphyroïdes ne dérivent pas d'arkoses. La morphologie des clastes, leur nature, indiquent que ces roches sont le produit d'émissions volcaniques aériennes ou subaériennes, vraisemblablement ignimbricitiques.

A Port-Coter et à Grand-Village, les porphyroïdes contiennent de nombreuses lentilles de teinte verte, en forme de fuseaux, d'aspect analogue à celui des flammes dans certaines ignimbrites ; microscopiquement, cependant, ces structures n'apparaissent constituées que de chlorite et de petits grains de feldspath et il n'est pas possible d'y reconnaître la structure interne caractéristique des flammes (structure axiolitique).

**tf. Tufs à minéraux phylliteux.** Ces tufs, remarquables par leur cohésion, affleurent dans les régions de Port- Fouquet et de Kergallic ; ils ont été exploités en carrières au Sud du Palais (carrières de Rosbossier et de Bordilia). Ils ont une texture de micaschistes mais conservent encore quelques clastes de quartz volcanique, de plagioclase albitique et de feldspath alcalin.

Leur caractère particulier réside dans l'abondance des micas blancs en petits cristaux tabulaires qui recristallisent dans des lentilles millimétriques représentant probablement d'anciens microlithons dont la structure interne a disparu.

**f tf. Tufs fins.** Ces tufs, voisins des tufs fins décrits dans l'ensemble volcano-sédimentaire (vsS), sont peu répandus ; on les observe surtout à Port-Yorc'h, Kerdonis, Grand- Village et à la pointe du Talut.

Ils ne comportent aucun élément figuré visible à l'oeil nu ; microscopiquement, ils apparaissent de nature quartzo-sériciteuse, la taille du grain étant inférieure à 50 microns. Dans un tel contexte volcanique, ils correspondent vraisemblablement à d'anciennes cinérites.

**g tf. Tufs quartzo-feldspathiques.** Les tufs quartzo- feldspathiques (pointe de Taillefer, pointe des Poulains) sont des roches compactes, blanchâtres, litées, qui renferment des éléments figurés millimétriques.

Les clastes (200 à 600 microns) sont représentés par du quartz volcanique, du plagioclase albitique et du feldspath alcalin dans une matrice de même composition mais dont la taille des grains est voisine de 50 microns. Elle contient en outre des minéraux phylliteux néoformés, de grandes muscovites résiduelles et quelques zircons.

**μX-tf. Alternances centimétriques microquartzites — tufs à minéraux phylliteux.** La plage de Bordardoué, au Sud-Est du Palais, constitue un type d'affleurement original par rapport au reste de l'île dans la mesure où elle offre, sur 500 m, l'alternance très rapide de niveaux microquartzitiques et de niveaux tufacés ; la roche prend alors un aspect rythmique caractéristique.

Péetrographiquement, les tufs sont semblables aux tufs à minéraux phylliteux de Rosbossier et de Bordilia, tandis que les microquartzites sont très fins, entièrement recristallisés, parfois riches en matière organique.

**χ<sub>gr</sub>. Quartzites et tufs graphitiques.** Sous ces termes sont regroupés deux types de matériaux qui ont pour point commun leur teinte noire à l'affleurement.

Les quartzites véritables, constitués de grains de quartz recristallisés et jointifs, sont peu nombreux : 5 niveaux métriques (20m au maximum pour l'un deux) dans les falaises de Bordardoué. Ils sont surtout connus sur le continent dans la presqu'île de Guérande où ils sont plus épais et plus continus.

Par contre, les tufs noirs ou tufs graphitiques sont fréquents, à Bordardoué (Schistes graphiteux), à Kerdonis, à Taillefer et à Port-Puns (Ouest de Sauzon). Les porphyroïdes fortement colorés en noir visibles à la pointe du Talut, à Port-Gwen ou à Domois, rangés parmi les quartzites par Ch. Barrois, correspondent en fait à des volcanoclastites proches d'ignimbrites porphyriques. Leur assimilation à des quartzites tient au fait que Ch. Barrois pensait que le métamorphisme était le principal responsable de leur composition ; les quartzites "s'enrichissaient" peu à peu en feldspaths alcalins vers l'Ouest de l'île, parallèlement à la transformation des "grauwackes" en "schistes cristallins".

**χ<sub>f</sub>. Grès feldspathiques.** Ces grès ont été mis en évidence à l'Est du village de Kervilahouen. Il s'agit de roches blanc jaunâtre qui s'effritent facilement.

Au microscope, la matrice apparaît réduite à un film chloriteux, entre des grains de quartz dont la taille va de 40 à 200 microns et qui occupent 50 % de la roche ; le reste est occupé par du plagioclase albitique, des feldspaths alcalins et des minéraux phylliteux. La pyrite y est fréquente.

**χ<sub>dol</sub>. Grès dolomitiques (anse de Port-Puns, au Nord-Est du village de Bordéry).** Cet horizon particulier n'est visible qu'en un seul point à l'Ouest de Sauzon ; c'est une roche à litage tectonique grossier, formé de l'alternance irrégulière de lits millimétriques quartzo-feldspathiques et phylliteux et de lits dolomitiques blanc rosé.

Les lits quartzo-feldspathiques, constitués d'un assemblage isogranulaire de quartz et de feldspath (plagioclase) de 50 à 150 microns, correspondent à un grès arkosique ; dans les lits dolomitiques, les cristaux, de 200 à 600 microns, sont vraisemblablement d'origine secondaire car ils ne montrent aucune trace de déformation.

**t<sub>fp</sub>. Tufs rhyolitiques.** Ce sont des niveaux métriques de couleur claire, lités, très riches en éléments figurés, dont les plus représentatifs se situent à la pointe de Pouldon, à la pointe de Saint-Marc, dans l'anse de Vazen et aux villages de Ty-Néue et Bordustar. Les clastes sont surtout de l'albite en cristaux allongés (500 microns à 2mm) à macles complexes, du feldspath alcalin à macle de Carlsbad et du quartz ; des chlorites semblent provenir de l'altération de grandes lattes de biotite. La matrice est composée d'un assemblage de cristaux isodiamétriques de quartz, de plagioclase et de chlorites.

L'analyse chimique d'un échantillon provenant de la pointe de Saint-Marc (cf. tableau 2) caractérise un tuf rhyolitique potassique très pauvre en fer (moins de 1 %).

**p. Coulées rhyolitiques.** Ces roches correspondent aux "quartzites séricitiques leptynitiques" cartographiés par Ch. Barrois à la pointe de Kerdonis où elles forment deux coulées, l'une épaisse de 5 à 6 m et seulement visible par très basse mer, l'autre épaisse de 20 m observable dans la falaise.

Les rhyolites sont homogènes, de couleur jaunâtre, sans litage apparent et pratiquement aphyriques. La mésostase, cryptocristalline, contient des agrégats millimétriques de quartz et de feldspath alcalin ; les phénomènes de dévitrification sont fréquents : sphérules, sphérolites, structures perlitiques.

**cg. Conglomérat à jaspe rouge.** Ce conglomérat appartient au complexe volcanique de la pointe de Kerdonis. Il est constitué d'éléments centimétriques à décimétriques de couleur violette à noire, noyés dans une matrice homogène violacée.

Deux niveaux sont en fait observables :

— un niveau supérieur à petits éléments, que l'on retrouve dans l'écaille tectonique à l'Est de la pointe du Gros Rocher ;

— un niveau inférieur à gros éléments.

La matrice correspond à un tuf quartzo-phylliteux avec quelques plagioclases albitiques et des clastes de quartz volcanique. Les minéraux opaques et les grains de matière carbonée sont abondants.

Les éléments figurés sont des fragments de microquartzites, des tufs chargés en matière organique, des tufs rhyolitiques, des quartzites graphitiques.

**tfk<sup>2</sup>. Tufs kératophyriques à lentilles de tufs dolomitiques.** Les volcanoclastites forment un complexe épais de 200 m dans la péninsule de Kerdonis ; elles comprennent des brèches, une importante masse de tufs homogènes à lentilles dolomitiques et une formation que nous rapprochons des pépérites. Les tufs offrent l'aspect de talcschistes vert clair, blanchâtres par altération. Les clastes correspondent à de l'albite, à quelques feldspaths alcalins, à du quartz (taille entre 100 et 500 microns), dans une matrice phylliteuse qui renferme de grandes muscovites détritiques. La pyrite y est fréquente ; les minéraux opaques sont abondants.

Chimiquement (cf. tableau 2), ce sont des roches moyennement siliceuses ( $55\% < \text{SiO}_2 < 60\%$ ), relativement riches en fer, mais très pauvres en  $\text{Na}_2\text{O}$  par rapport à  $\text{K}_2\text{O}$ .

Ces tufs renferment un niveau épais de 2 à 5 m d'une roche friable, de couleur brune, qui contient des billes plus ou moins sphériques, millimétriques, de teinte brun foncé. Dans un tel contexte volcanique, cette roche évoque des pépérites. La matrice correspond à un tuf à minéraux phylliteux (micas blancs et chlorites claires), à rares clastes de quartz, de plagioclase albitique et à grains de matière carbonée.

Les "billes" ont un contour arrondi, ovoïde, parfois en forme de goutte ; elles sont quelquefois coalescentes, entourées d'un produit opaque. Leur coeur est occupé par de grands cristaux de dolomite en épigénie de structures vraisemblablement volcaniques à l'origine.

Une telle roche résulte de processus pyroclastiques avec éjection explosive aérienne de matériel à partir d'une bouche volcanique ; une partie du matériel éjecté retombe dans un milieu liquide où il prend sa forme plus ou moins arrondie, subissant un refroidissement instantané qui donne des verres. La constance des produits carbonés associés tend à montrer que ces processus ont eu lieu en milieu réducteur (lacs ou lagunes).

**K<sup>3</sup>. Coulées spilitiques (Arzic) et tufs spilitiques (Stêr-Vraz, Taillefer).** Reconnue en 1975, une coulée spilitique affleure à la pointe d'Arzic, au pied de la falaise à hauteur de l'ancien sémaphore. Puissante de 5 m, elle offre l'aspect d'un grès verdâtre, sans caractère externe particulier. Cette lave est essentiellement constituée de cristaux allongés et trapus d'albite (400 x 900 microns) dans une mésostase microgrenue très riche en chlorites vertes, quartz, épidote et dolomite en plages millimétriques ou dans les microfractures ; les minéraux opaques sont très nombreux.

Malgré le litage tectonique et la crénelation, les structures originelles de laves sont encore visibles.

La nature spilitique de ces roches, reconnaissable dans la paragenèse, est confirmée par l'analyse chimique (cf. tableau 2) qui montre une faible teneur en SiO<sub>2</sub>, une teneur assez élevée en Fer total et une richesse en Na<sub>2</sub>O nettement supérieure à celle de K<sub>2</sub>O (5,74 % contre 0,36 %).

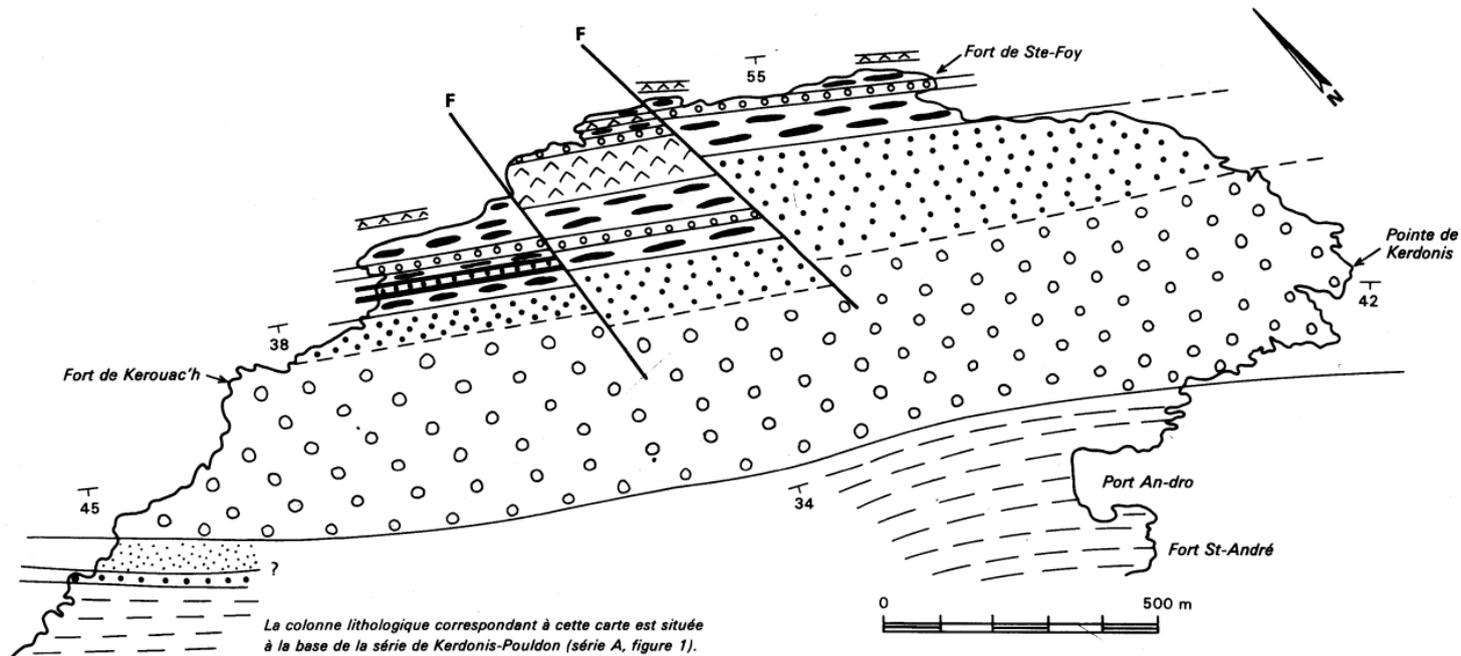
Des niveaux spilitiques voisins de ceux d'Arzic ont été mis en évidence à Stêr-Vraz et à la pointe de Taillefer où ils sont associés à des tufs quartzofeldspathiques ; leur nature de lave ne peut être confirmée et ils semblent plus proches de matériel volcanoclastique (tufs spilitiques).

Il existe d'ailleurs très probablement d'autres coulées et d'autres niveaux de tufs spilitiques à la pointe de Pouldon, à Vazen et sur la côte ouest de l'île mais leur reconnaissance reste à faire.

**Séquences lithologiques.** En raison de la tectonique il est pratiquement impossible d'établir la lithologie exacte du groupe de Belle-Ile-en-Mer. On ne peut en effet qu'établir des séquences lithologiques locales, pour des compartiments tectoniques homogènes, limités par des failles verticales tardives, en ayant toujours à l'esprit que la polarité des strates est inconnue et que le litage observé correspond à une stratification parallélisée à la(aux) schistosité(s).

**Série de Kerdonis - Pouldon** (fig. 1A). La séquence lithologique de Kerdonis - Pouldon a été établie à partir d'une coupe Nord-Est (péninsule de Kerdonis) - Sud-Ouest (pointe de Pouldon) dans la partie orientale de l'île, à l'Est de la faille Port-Yorc'h - Pouldon. Cette faille isole une structure synforme tronquée vers le Sud-Ouest par la faille d'Arzic - Port-Loscan.

La direction cartographique moyenne de la stratification est NW - SE avec un pendage de 40° vers le Sud-Ouest. L'épaisseur de la séquence est évaluée à 3000 m ; elle est surtout constituée de tufs hétérogènes (vS) avec à sa base le complexe volcanique de Kerdonis et au sommet les quelques niveaux de porphyroïdes et de tufs rhyolitiques de la pointe de Pouldon.



 Porphyroides grossiers (faciès en "lattes")

 Porphyroides fins

 Tufs avec intercalations possibles de siltstones

 Tufs kératophyriques à lentilles de tufs dolomitiques

 Conglomérat à lentilles de jaspe rouge (lentilles décimétriques à plurimétriques)

 Coulées rhyolitiques

 Tufs fins (cinérites ?)

 Quartzites graphitiques encadrant des tufs de type "pépérites"

 Failles principales

 Direction et pendage de la schistosité régionale

**Fig. 2 - Le complexe volcano-sédimentaire de Kerdonis**

Le complexe de Kerdonis (fig. 2) est remarquable par la variété des matériaux qui y sont présents, sur une épaisseur d'environ 500 mètres. La partie inférieure comprend des tufs kéraatophyriques à lentilles dolomitiques (100 à 150 m) ( $tfK^2$ ), des brèches à gros éléments (deux niveaux de 5 à 10 m chacun) ( $cg$ ) et des coulées de laves rhyolitiques (une coulée d'une vingtaine de mètres et une coulée de 5 m).

Dans les brèches existent de grandes lentilles de jaspe rouge (10 m sur 5 m environ) que l'on trouve également, mais de plus petite taille, dans les tufs kéraatophyriques (lentilles de 10 à 20 cm sous le fort de Sainte-Foy). Les tufs sont associés à des matériaux que l'on peut ranger dans les pépérites et à des tufs fins noirs (quartzites graphitiques) ( $\chi_{gr}$ ).

La partie supérieure comprend uniquement des porphyroïdes fins à clastes millimétriques sur 50 à 100 m d'épaisseur et des porphyroïdes grossiers (clastes de 2 à 4 cm) sur 200 m d'épaisseur. La séquence se termine par des tufs kéraatophyriques sans lentilles carbonatées et par un petit niveau de porphyroïdes fins.

**Séries de Bordardoué — Kergallic** (fig. 1B). La séquence lithologique de Bordardoué — Kergallic a été établie sur le flanc nord d'une structure synforme limitée à l'Est par la faille de Port-Yorck — Pouldon et à l'Ouest par la faille de Ramonette — plage d'Herlin. Sa puissance est évaluée à 1500 mètres.

La partie inférieure est constituée par l'alternance centimétrique de microquartzites blancs (origine sédimentaire ou volcano-sédimentaire ?) et de tufs fins verdâtres, gris ou marron ( $\chi_{tf}$ ). On y observe également des tufs noirs et des *siltstones* noirs proches de faciès ampéliteux.

Cet ensemble, visible sur 400 m dans les falaises de la plage de Bordardoué, est unique dans la lithologie de Belle-Ile. Il a été signalé pour la première fois par J. Cogné (1960) sous le nom de "série rythmique de Port-Salin" puis figuré sous le nom de "schistes varvés graphiteux" ( $\xi^{2v}$ ) sur la 2ème édition de la feuille Quiberon — Belle-Ile-en-Mer à 1/80000. Pour J. Cogné, ces faciès étaient équivalents à ceux de la Série de Saint-Pair dans le Briovérien de Normandie, les métasédiments de Belle-Ile-en-Mer étant de ce fait également briovériens. Les relations de ces sédiments avec les porphyroïdes ne sont pas visibles, un contact anormal n'étant pas exclus.

La partie supérieure de la séquence comprend des porphyroïdes (200 m d'épaisseur à Port-Guen) dont certains niveaux offrent des faciès particuliers : porphyroïdes noirs, porphyroïdes à lentilles de minéraux phylliteux (anciennes flammes de roches ignimbritiques?). On y trouve également des tufs hétérogènes dans lesquels on reconnaît des tufs rhyolitiques ( $tf\rho$ ) (pointe de Saint-Marc), puis un ensemble remarquable de tufs phylliteux ( $tf$ ) (250 m) auxquels sont associés des porphyroïdes en lentilles discontinues ou en niveaux plus importants (Kergallic). Ces tufs constituent un bon repère lithologique pour les corrélations avec les séries voisines.

**Série d'Arzic — Port-Loscan** (fig. 1C). Cette série, limitée au Nord par la faille pointe d'Arzic — Port-Loscan est intéressante car, en dehors de la succession porphyroïdes — tufs hétérogènes ( $vs$ ), on observe une coulée de lave spilitique et des tufs dolomitiques à chimisme de kéraatophyre.

La continuité des affleurements montre que les niveaux spilitiques et kéraatophyriques sont situés à la base des tufs hétérogènes, eux-mêmes surmontés de

porphyroïdes à lentilles phylliteuses (100 m) ; il y a donc dominance des manifestations volcaniques acides sur les manifestations volcaniques basiques et l'hypothèse d'une association de type spilite — k ratophyre peut être envisagée.

**Série de Taillefer — Donnant** (fig. 1D). La série de Taillefer — Donnant occupe un compartiment limité au Sud par le chevauchement de Donnant, au Nord par la faille de Kergostio et la zone faillée Sauzon — l'Apothicairerie et à l'Est par la faille de Port-Halan ; son épaisseur est estimée à 2000 mètres.

L'essentiel est constitué de tufs hétérogènes (vs5) qui comportent un niveau repère de tufs phylliteux (250 m) et un niveau de porphyroïdes épais de 100 à 120 mètres.

Les niveaux les plus intéressants se placent à la base de la série, à la pointe de Taillefer. Le long de la falaise, entre deux failles parallèles, affleure un complexe de tufs quartzo-feldspathiques (qtf) (30 m) dans lesquels sont interstratifiés des tufs spilitiques (K<sup>3</sup>) (5 m) et des tufs noirs graphitiques. L  encore, l'association tufs acides — tufs basiques permet d'envisager une série de type spilite — k ratophyre.

Les autres séries lithologiques ne présentent pas d'association particulière susceptible d'apporter des éléments nouveaux sur la genèse ou sur l'âge des matériaux du groupe de Belle-Ile-en-Mer.

**Série de Grand Village — pointe du Talut** (fig. 1E), isolée au Sud du chevauchement de Domois : tufs hétérogènes et porphyroïdes (400 m d'épaisseur).

**Série de M rezel — Goulphar** (fig. 1F), tufs hétérogènes à niveaux remarquables, porphyroïdes (carrière de M rezel), grès feldspathiques (Kervilhaouen) et tufs rhyolitiques (Vazen, Ty N   ) ( paisseur estimée : 800 m).

**Série du Palais** (fig. 1G), tufs hétérogènes et niveau repère de tufs phylliteux (500 m, carrières de Rosbosser et de Bordilia).

**Série de Sauzon** (fig. 1H), tufs hétérogènes et deux niveaux de porphyroïdes ( paisseur estimée : 800 m).

**Série de Port-Puns — les Poulains** (fig. 1I), 1000 m de tufs hétérogènes avec intercalations métriques de tufs quartzo-feldspathiques (pointe des Poulains), de tufs spilitiques (St r-Vraz) et de tufs dolomitiques (Port- Puns).

**Succession lithologique synthétique.** A partir des séries lithologiques précédentes il est possible d'établir une succession lithologique synthétique (fig. 3) du groupe de Belle-Ile-en-Mer, en émettant cependant les 3 hypothèses suivantes :

1. Le niveau de porphyroïdes (partie supérieure) le plus épais constitue une formation unique et est utilisé comme repère lithologique isochrone.
2. Le niveau de tufs phylliteux (partie supérieure) est également considéré comme une formation unique et utilisé comme repère lithologique isochrone.

Ces deux niveaux permettent de corréler la plupart des séries. Il reste cependant des incertitudes pour ce qui est de la place des séries décrites dans l'Est de l' le (séries de Sauzon, de Port-Puns — les Poulains, de M rezel — Goulphar) ; ces dernières ont été placées au dessous des tufs phylliteux.

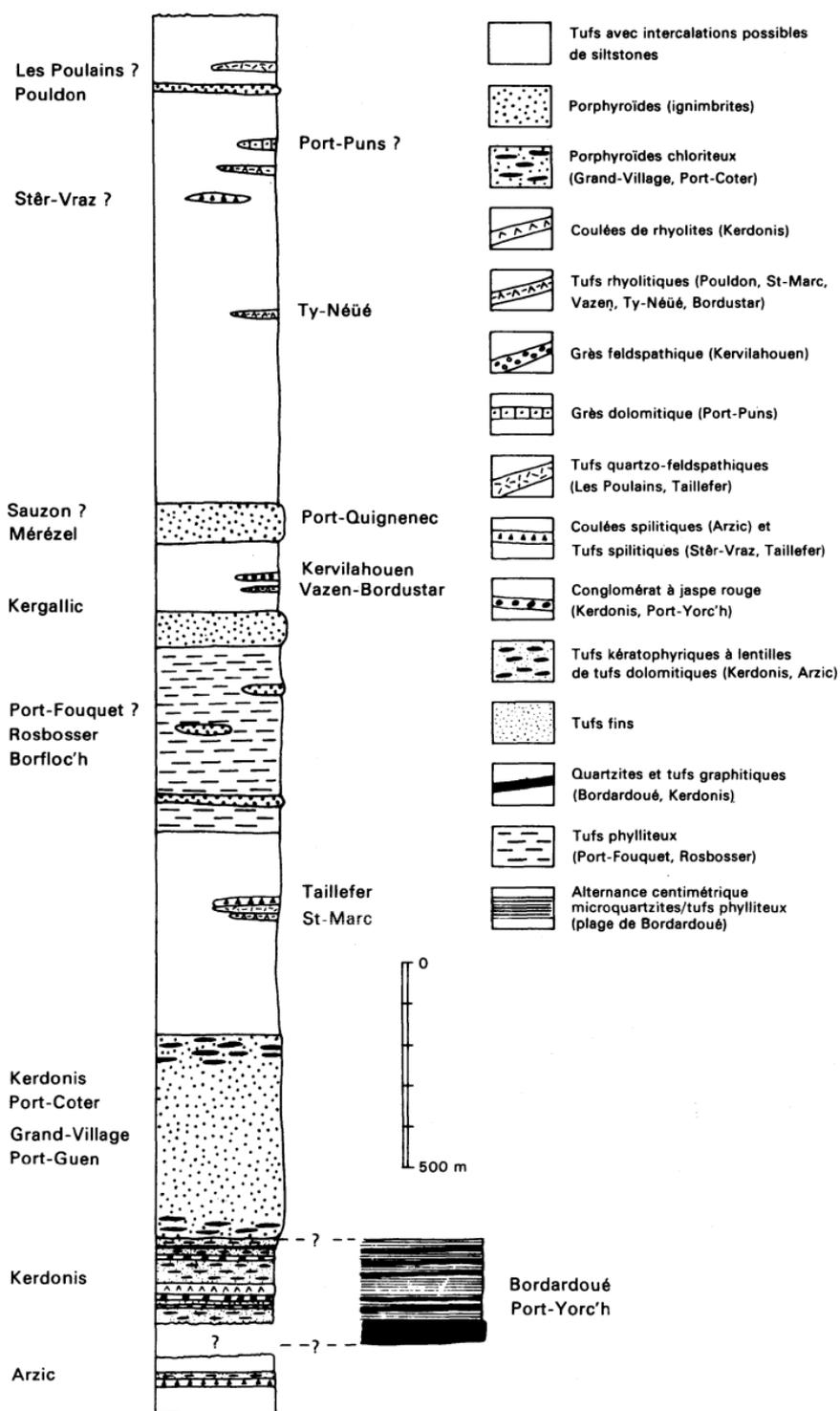


Fig. 3 - Succession lithologique synthétique de Belle-Ile-en-Mer

3. La série de Kerdonis — Pouldon représente le maximum d'épaisseur atteint par le groupe de Belle-Ile-en-Mer, soit 3000 m environ.

La succession lithologique synthétique s'établit donc ainsi :

— 200 à 500 m de porphyroïdes surmontent des formations volcanoclastiques diverses : brèches, tufs kératophyriques et coulées rhyolitiques à Kerdonis ; complexe rythmique de tufs, microquartzites, schistes noirs et quartzites graphitiques à Bordardoué ; complexe de type spilite kératophyre à Arzic ;

— la partie moyenne comporte des tufs hétérogènes (700 m) à niveaux de tufs rhyolitiques et spilitiques surmontés de tufs phylliteux sur 300 à 500 mètres ;

— la partie supérieure est constituée du deuxième niveau de porphyroïdes (parfois dédoublé), puissant de 100 à 200 m, puis de tufs hétérogènes qui contiennent des niveaux remarquables (tufs spilitiques, rhyolitiques, dolomitiques,...).

**Le climat volcano-sédimentaire du groupe de Belle-Ile-en-Mer.** La succession lithologique synthétique montre à l'évidence que le groupe de Belle-Ile-en-Mer est presque en totalité, sinon en totalité, d'origine volcanique et volcano-sédimentaire. La succession des événements peut ainsi se résumer :

— sur un substrat volcanique (volcanisme aérien ou subaérien) ou volcano-sédimentaire, dont les constituants sont de nature très variable d'un point à l'autre de l'île, s'est répandue une première nappe de produits volcanoclastiques ignimbritiques qui couvrent une surface considérable mais dont les points d'émission ne sont pas connus ; il est possible, sinon probable, qu'il y ait superposition de plusieurs nappes (porphyroïdes fins et porphyroïdes grossiers) ;

— sur ces roches ignimbritiques se sont déposés des matériaux volcano-sédimentaires homogènes puis s'est répandue une deuxième nappe ignimbritique, nettement moins épaisse que la première et plus localisée ;

— l'ensemble est recouvert de matériaux volcano-sédimentaires monotones.

Les six analyses d'éléments majeurs (cf. tableau 2) ne peuvent donner que des indications très générales sur les tendances géochimiques de la base du groupe de Belle-Ile (séries de Kerdonis et d'Arzic — Port-Loscan).

Une des caractéristiques principales semble être la pauvreté en  $\text{Na}_2\text{O}$  et la relative richesse en  $\text{K}_2\text{O}$ , surtout dans les matériaux acides. Ceci peut s'expliquer par la mobilité des alcalins au cours de la déformation intense qui a affecté les séries et leur lessivage ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) ou leur reconcentration dans des minéraux néoformés comme les micas blancs ( $\text{K}_2\text{O}$ ).

**Age du groupe de Belle-Ile-en-Mer.** Aucune macrofaune n'a été trouvée à Belle-Ile-en-Mer. Les recherches micropaléontologiques entreprises sur les niveaux *a priori* plus favorables se sont révélées décevantes. Les niveaux "ampélitiques" noirs de Bordardoué ( $\chi_{gr}$  non quartzitique) n'ont livré que de rares débris organiques d'affinité inconnue. La recherche de Conodontes dans les grès dolomitiques de Port-Puns en Bordéry n'a pas abouti.

Cependant, des niveaux noirs analogues (phtanites ou ampélites), interstratifiés dans les porphyroïdes de Mareuil-sur-Lay (Vendée), contiennent des structures organiques plus complètes qui sont comparables aux débris organi-

ques de Bordardoué (F. Paris *et al.*, 1985). Les porphyroïdes de Mareuil-sur-Lay ont, par ailleurs, été datés à 405 M.A. (méthode U/Pb sur zircon, F. Paris *et al.*, 1985), ce qui montrerait que ces débris organiques ont un âge stratigraphique à la limite Silurien/Dévonien. Dans la mesure où les porphyroïdes peuvent être considérés comme un épisode volcano-sédimentaire relativement isochrone en Bretagne méridionale, l'âge du groupe lithologique de Belle-Ile-en-Mer serait paléozoïque moyen.

Le contrôle paléontologique et géochronologique de l'âge de ce groupe écarterait les âges briovérien supérieur, et même paléozoïque inférieur, admis ou proposés jusqu'à présent sans aucune preuve formelle (Cogné et Wright, 1980).

### Presqu'île de Quiberon, Iles Houat et Hoedic

$\gamma^{1-2}$ . **Leucogranites à muscovite et biotite de Quiberon, Houat et Hoedic.** Les formations sédimentaires et volcaniques du groupe de Belle-Ile-en-Mer sont en contact faillé au Nord avec les leucogranites de Bretagne méridionale qui constituent une longue échine rocheuse, de direction NW - SE, soulignée par un chapelet d'îles parmi lesquelles Houat et Hoedic sont les plus importantes. Ces granites se prolongent à terre dans la presqu'île de Quiberon dont seule l'extrémité méridionale apparaît sur la feuille.

Bien que ces granites constituent une unité géologique à part entière, on note cependant des différences de nature et de structure entre la presqu'île de Quiberon, l'île de Houat et celle d'Hoedic.

● **Presqu'île de Quiberon ("orthogneiss" de Quiberon).** L'estran rocheux à Beg er Lan et de Berg er Vil à la pointe du Conguel montre un granite clair, à deux micas (muscovite dominante), à grain fin, intensément structuré, qui se débite en feuilles parallèles de 5 mm à 1 cm d'épaisseur, selon des plans de direction moyenne N 160° E à N-S, à pendage relativement faible (10° à 40°) vers le Sud-Ouest. Ces plans de débit préférentiel portent une linéation d'allongement soulignée par des stries de friction, des fibres de quartz et par des minéraux (biotite); elle est régulièrement orientée E-W à NW - SE. Des sections polies effectuées perpendiculairement au plan de débit principal et parallèlement à la linéation d'allongement montrent des microstructures C - S caractéristiques, telles qu'elles ont été définies dans les leucogranites du cisaillement sud-armoricain (Berthé *et al.*, 1979).

Le plan de débit du granite est un plan de cisaillement C subhorizontal associé à une schistosité interne S qui est synchrone. La géométrie des plans C - S indique que le granite s'est déformé selon un plan de cisaillement voisin de l'horizontale, selon une direction E-W à NW - SE et dans le sens E → W à SE → NW.

Les caractères microscopiques de la roche sont ceux d'un granite à grain moyen millimétrique, à muscovite, biotite, plagioclase (An 5-10), feldspath potassique, quartz, apatite, zircon.

Le plagioclase, fréquemment zoné, se situe entre l'albite et l'oligoclase; il est souvent déformé, parfois englobé dans le feldspath potassique; celui-ci est un microcline blastique, en grands éléments maclés ou moirés, peu déformés en général. Le quartz est xénomorphe, interstitiel. La muscovite apparaît en lamelles fraîches (taille de 500 microns à 2 mm) allongées parallèlement les

unes aux autres ; la biotite, moins abondante, parfois chloritisée, est également orientée.

● **Île Houat.** A part quelques lambeaux de micaschistes, les falaises de l'île sont uniquement constituées de granites de faciès variés : à biotite, porphyroïde blanchâtre, à deux micas, rose, rougeâtre,...

Les filons aplitiques et pegmatitiques sont nombreux. L'une des caractéristiques structurales est l'absence de débit planaire comparable à celui de la presqu'île de Quiberon, sauf en de rares points : Beg er Gorlé, Porz Plouz.

Cartographiquement il s'avère difficile, sinon impossible de séparer les types de granites. On note cependant la dominance du granite rose (ou rougeâtre) à Port-Navallo sur la côte nord, sur la plage de Tréac'h Salus, le reste de l'île montrant un granite clair, tantôt à grain fin, tantôt à petits porphyroblastes feldspathiques ; il offre alors l'aspect d'une granodiorite (Beg Run er Vilaine, Beg er Vachif).

En règle générale, il s'agit d'un granite à grain moyen (2 à 5 mm), à plagioclase de type albite-oligoclase (An 5-15), à feldspath potassique, quartz, muscovite, biotite et apatite.

Le plagioclase, à macles polysynthétiques de l'albite, est fréquemment zoné. Il est soit automorphe, soit englobé par le feldspath potassique ; ce dernier est un microcline largement perthitique, automorphe à subautomorphe. Dans le faciès à biotite dominante celle-ci est automorphe, en grandes lamelles pléochroïques de beige à marron-brun ; dans le faciès à deux micas elle est beaucoup plus petite que la muscovite qui est subautomorphe, sa taille dépassant souvent 2 millimètres. Le quartz apparaît en plages globuleuses poly- ou monocristallines, à extinction onduleuse fréquente. Certains individus dans les feldspaths sont idiomorphes. L'apatite, qui est le plus abondant des minéraux accessoires, est en baguettes prismatiques à sections hexagonales. Le zircon est surtout localisé dans les biotites. La tourmaline n'apparaît que très rarement.

● **Île Hoedic.** La structure de cette île apparaît plus complexe que celle de Houat, n'offrant que des affleurements peu étendus et la côte étant beaucoup plus basse (10 m en moyenne).

On peut distinguer deux types de granites :

— un granite à deux micas, à grain fin, clair, identique à celui observé dans la presqu'île de Quiberon mais beaucoup moins structuré,

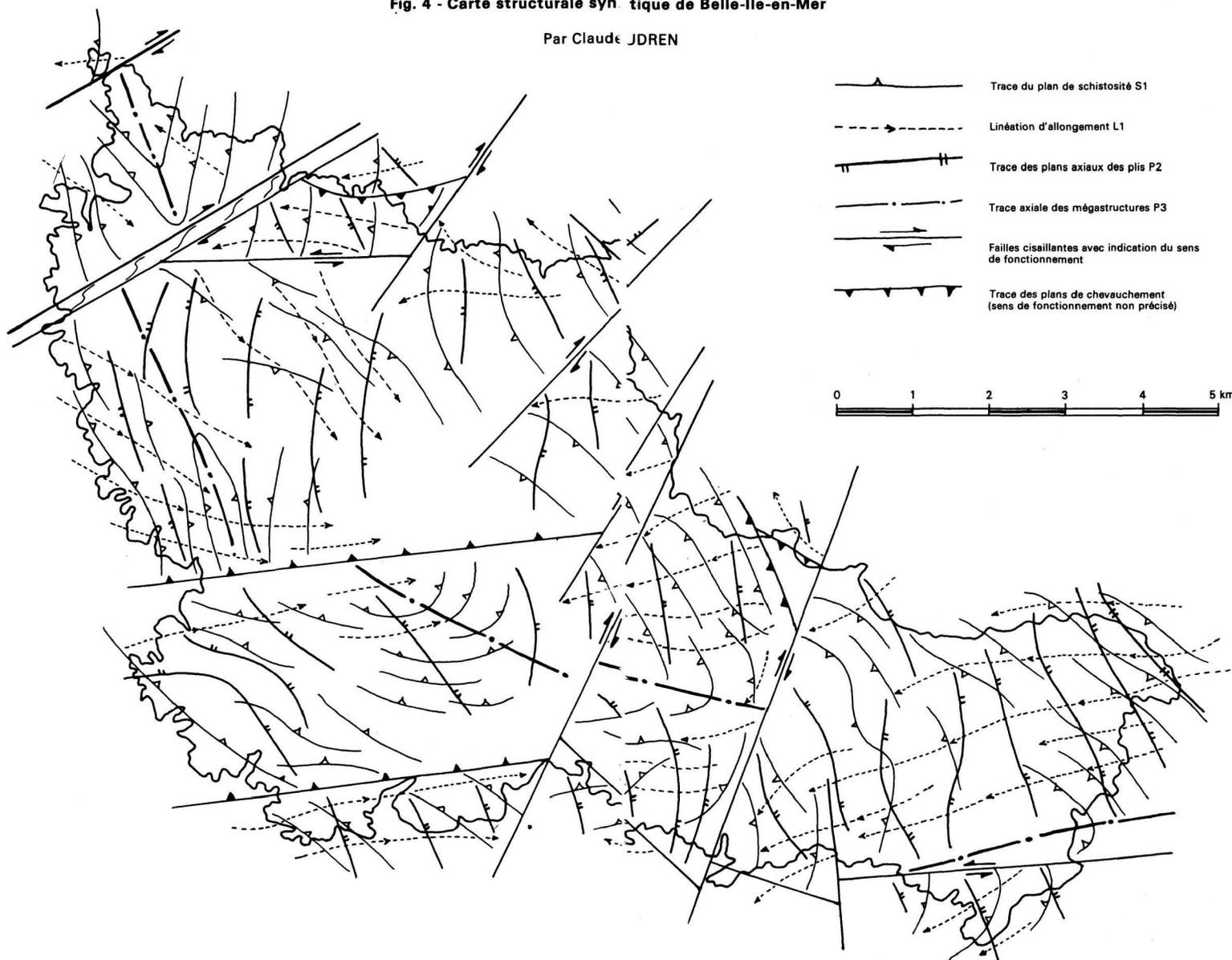
— un granite un peu plus sombre, à petits porphyroblastes de feldspath qui soulignent une structure de flux souvent très marquée (côte de Beg Lagad, Port de l'Eglise) ; le débit en plans parallèles y est fréquent.

Les observations effectuées sur la côte orientale de l'île (Beg er Sonnerion, Beg er Lannegui) où les brèches magmatiques sont nombreuses indiquent clairement que la mise en place du faciès à grain fin est légèrement postérieure à celle du faciès plus grossier.

Comme pour l'île Houat, on ne peut, sur la carte, différencier les deux faciès ; seules ont été figurées les zones où le granite à petits porphyroblastes domine (parties ouest et nord de l'île).

Fig. 4 - Carte structurale syn tique de Belle-Ile-en-Mer

Par Claudé JDREN



Les filons de pegmatites, d'aplitites et de quartz de quelques centimètres à 20 cm d'épaisseur sont abondants (Beg er Faut, Port de l'Eglise).

Du point de vue minéralogique le faciès à grain fin est tout à fait semblable au granite de la presqu'île de Quiberon.

**ξ. Micaschistes et gneiss (Houat, Hoedic).** Dans les îles Houat et Hoedic, les granites contiennent des enclaves de micaschistes et de gneiss dont la taille va de quelques mètres (pointe du Vieux-Château, Beg er Sonnerion, Beg er Lannegui à Hoedic) à plusieurs centaines de mètres (Port Saint-Gildas, Tréac'h Salus à Houat).

● **Île Houat.** Au Port Saint-Gildas et à l'Est de celui-ci, les roches cristallophylliennes affleurent largement ; elles montrent une bonne foliation, à faible pendage vers le Nord-Est. Ce sont des micaschistes sombres, gris-vert, à muscovite et biotite, plus ou moins quartzitiques, lardés de filonnets pegmatitiques. Leur texture est granolépido-blastique ; la foliation est soulignée par de petites lamelles de biotite subautomorphe. La muscovite n'est présente que sous forme de grands porphyroblastes résiduels. Le reste de la roche est formé de cristaux de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase fortement imbriqués.

De telles enclaves micaschisteuses se retrouvent à l'Est de En Tal et entre Beg Tost et Chubéguez Vraz. La plage de Tréac'h Salus est limitée par des micaschistes grossiers injectés de nombreux filons de granite rose et de pegmatites qui affleurent sous les dépôts dunaires. Ce sont des micaschistes à muscovite et biotite avec parfois du grenat comme à l'Est de Chubéguez Vraz.

Des enclaves plus gneissiques, de petite taille, sont fréquentes entre Beg Salus et Portz Carnaquiz.

● **Île Hoedic.** Les enclaves micaschisteuses et gneissiques sont surtout nombreuses dans les parties nord et est de l'île, à Portz-Guen, à la pointe du Vieux-Château, à l'Est du Port, à Beg er Sonnerion et Beg er Lannegui. Ce sont en général des roches de même nature que celles observées dans l'île Houat. Au Sud de Beg er Lannegui, le granite est truffé d'enclaves centimétriques à décimétriques uniquement constituées de biotite (amas surbiotitiques).

**δ. Amphibolites (Houat).** Dans la falaise à l'Est de Port Saint-Gildas, au niveau de la cote 24, affleure, sur quelques dizaines de mètres, une roche isotrope, à grain moyen à fin, très sombre (vert foncé à noir) et très altérée ; apparemment formée de biotite chloritisée et de hornblende, elle est traversée de filons pegmatitiques et aplitiques. Bien que toute étude micrographique soit difficile en raison de l'altération, il est possible d'y voir une amphibolite analogue à celles qui existent dans les enclaves du granite de Quiberon.

Toutes les enclaves de gneiss et de metabasites appartiennent au groupe de Port-Navalo — Noirmoutier qui dessine une bande cartographique discontinuée depuis le Sud de la presqu'île de Quiberon jusqu'au Nord de l'île de Noirmoutier. Les enclaves de micaschistes appartiennent au groupe de la Vilaine (feuille la Roche-Bernard à 1/50000), qui n'apparaît pas sur le territoire couvert par la feuille Belle-Ile-en-Mer.

## TERRAINS SÉDIMENTAIRES

### Tertiaire

p. **Pliocène de Belle-Ile-en-Mer. Sables et graviers de Borvran.** Les formations pliocènes sont peu répandues sur le territoire de la feuille; ce sont essentiellement des sables rouges et des graviers qui forment un placage autour de Borvran sur Belle-Ile-en-Mer. Exploités dans d'anciennes carrières, ils indiquent que les épandages marins atteignaient au Pliocène la cote + 71 mètres. Leur contour exact et leur puissance sont difficiles à préciser en l'absence de sondages carottés.

### Quaternaire

GP. **Dépôts périglaciaires. Cailloutis et limons soliflués,** 14 m, observables ponctuellement ( $x = 184,3$ ;  $y = 2269,9$ ).

Mw. **Cordon littoral pléistocène.** Le long du littoral subsistent des témoins des transgressions marines pléistocènes sous forme de cordons de galets fossiles ("plages fossiles"): Nord du village de Houat; Sud de Beg er Lannegui, Beg er Faut, pointe du Vieux-Château sur Hoedic; Bordardoué, Samzun sur Belle-Ile-en-Mer. Il n'existe aucun critère permettant de dater avec certitude ces dépôts littoraux.

D. **Dunes.** A Belle-Ile-en-Mer, la seule formation dunaire importante se trouve à Port-Donnant où elle atteint 38 m NGF. Cette dune éolienne, entretenue par les vents dominants, est formée de sables calcaires jadis exploités pour alimenter un four à chaux. C'est sur les reliefs granitiques que se trouvent les plus belles dunes; dans la presqu'île de Quiberon ce sont celles de la pointe du Conguel (actuellement protégée) et de la pointe de Goulvars. A Houat, les dunes, qui ne sont plus alimentées, occupent deux zones importantes: à l'Ouest elles saupoudrent le relief à une altitude de 25 m NGF environ. A l'Est, elles sont largement visibles au-dessus des plages de Tréac'h Salus et de Tréac'h er Goured. A Hoedic, elles saupoudrent l'ensemble de l'île avec une plus grande puissance au Nord-Est du village où le sable a d'ailleurs été exploité.

T. **Tourbe holocène submergée.** Les gisements de tourbe de Deuborh, du Nord-Ouest de Sauzon et du port de Stêr-Vraz sont observables de façon épisodique lors des plus fortes basses mers. La tourbe de Stêr-Vraz a fait l'objet de 3 datations (M. Ters, 1973) à  $2970 \pm 230$ ,  $2890 \pm 230$  et  $2680 \pm 200$  BP (\*): sa flore se place à la limite Subboréal/Subatlantique. Elle s'est déposée en eau douce.

Mz. **Cordon littoral actuel: sable des estrans.** Les plages sableuses alternent avec les plates-formes rocheuses et les hautes falaises. A Belle-Ile-en-Mer, seule la plage des Grands Sables possède une certaine extension. C'est à Houat que les estrans sableux sont les plus importants avec les très belles plages de Tréac'h er Goured et de Tréac'h Salus.

(\*) BP = before present

Fz. **Alluvions récentes ou actuelles.** Elles ne sont bien représentées que sur Belle-Ile-en-Mer où le réseau hydrographique a pu prendre une certaine extension.

### GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL

La partie sous-marine de la carte correspond à la partie méridionale de la baie de Quiberon (Mor Bras) dont la limite sud est constituée de hauts-fonds rocheux, véritable barrière taillée dans les granites, surmontée d'îles et d'îlots (Houat, Hoedic, Glazic, Valuec) et de récifs faiblement immergés. L'ensemble forme les chaussées de la Teignouse, de Béniguet, de Houat, de l'île aux Chevaux. Au Sud, les Coureaux de Belle-Ile forment une aire d'abri où les reliques de formations sédimentaires ont été recouvertes par des sables accumulés en hauts-fonds centraux (bancs des Poulains, de Taillefer). Belle-Ile-en-Mer et l'ensemble des hauts-fonds situés à l'Est (les Pitochets) représentent un ultime élément de "dorsale".

**Campagnes de reconnaissance.** Cette région a fait l'objet de recherches sédimentologiques et morphologiques de 1962 à 1965 par J.-R. Vanney à bord du Gwalarn (navire CNRS) pour l'Est de Quiberon, de 1963 à 1971 par J.-P. Pinot et collaborateurs à bord du Gwalarn, du Job ha Zélian (navire GREO), de la Pélagia (navire ISTPM), du Jean Charcot (DGRST) pour l'Ouest de Quiberon ; les résultats ont abouti à la publication des feuilles Lorient, Saint-Nazaire, Vannes à 1/100 000. Les carottages de socle ont été effectués par J.-P. Lefort et collaborateurs (1973-74) à partir du Gwalarn et du Job ha Zélian.

### Socle

Le socle submergé est constitué essentiellement de roches cristallophylliennes (micaschistes et gneiss) et de granitoïdes qui correspondent aux grandes unités reconnues à terre et sur les îles, à savoir au Nord les granites de Quiberon, Houat et Hoedic, et, au Sud, les métasédiments du groupe de Belle-Ile-en-Mer. A ces unités il faut ajouter le groupe de l'île de Groix qui apparaît au Nord-Ouest de la feuille. Ces trois grands domaines sont en contact tectonique les uns avec les autres par l'intermédiaire d'accidents d'importance régionale.

La limite entre les métasédiments du groupe de Belle-Ile-en-Mer et les "Schistes bleus" du groupe de l'île de Groix est connue à 2 kilomètres près et on peut montrer, grâce à la répartition des carottages qu'elle suit une ligne orientée NW - SE. La limite entre les métasédiments du groupe de Belle-Ile-en-Mer et les granitoïdes suit une ligne orientée W.NW - E.SE et se situe très près des premiers affleurements granitiques de l'île aux Chevaux.

### Groupe de l'île de Groix

Les "Schistes bleus" du groupe de l'île de Groix apparaissent au Nord-Ouest de la feuille entre la pointe des Poulains (Belle-Ile-en-Mer) et Beg er Lan (presqu'île de Quiberon). Les carottages permettent ainsi d'élargir vers le Sud-Est la zone occupée par ces roches dont la présence avait déjà été signalée au niveau de la Baz Moullek entre Groix et Belle-Ile (Y. Delanoë *et al.*, 1972).

### Groupe de Belle-Ile-en-Mer

Les sédiments carottés du groupe de Belle-Ile-en-Mer correspondent à ceux observés à la surface de l'île.

● **Les porphyroïdes** ont été carottés au Nord-Est et à l'Est de Belle-Ile jusqu'à proximité de l'île Houat mais aussi vers le Nord-Ouest de la pointe des Poulains à une distance de 2 kilomètres environ des glaucophanites du groupe de l'île de Groix. Il s'agit de chloritoschistes mylonitiques relativement fins (3 à 5 mm de taille maximum pour les éléments figurés) qui contiennent des phénoclastes de feldspath potassique perthitique et de quartz corrodé et éclaté réunis par une matrice à muscovite + chlorite + quartz.

Dans tous les prélèvements on observe une biotite brun-vert, à tendance blastique post-schisteuse, dont la présence reflète probablement un événement thermique profond postérieur aux déformations principales (leucogranites ?).

● **Les métasédiments fins** (taille du grain entre 200 et 300 microns) ont été prélevés au Sud-Ouest de Belle-Ile-en-Mer. Ils sont composés de grains de quartz abondants, de grains isométriques de plagioclase albitique frais, de quelques rares grains de feldspath potassique, de grandes phyllites incolores (muscovites sédimentaires) et de petites muscovites ; les minéraux accessoires sont le zircon, l'épidote, la calcite ; la matrice est quartz-chloriteuse.

La schistosité de flux, soulignée par de petites muscovites et la forme des grains de quartz, est très forte. L'aspect graphitique parfois observé n'est dû qu'à l'abondance d'aiguilles de rutile entrelacées qui forment un fin feutrage. Ces métasédiments peuvent être considérés comme des grès arkosiques tufacés ou même de véritables tufs volcaniques.

### Groupe de Port-Navalo — Noirmoutier

Les gneiss carottés entre Quiberon et l'île Houat au niveau du passage de la Teignouse sont rattachés au Groupe de Port-Navalo—Noirmoutier dont les constituants sont actuellement contenus en enclaves dans les granites à deux micas entre Quiberon et Guérande. Ce sont des gneiss plagioclasiques fins à biotite, sillimanite et cordiérite qui montrent de fortes analogies pétrographiques avec les gneiss non mobilisés de Port-Navalo.

Leur composition minéralogique est : biotite brun-rouge contenant des zircons et de petits cristaux de rutile, muscovite, plagioclase (An 10) largement dominant sur le feldspath potassique perthitique, chlorite, quartz, zircon, opaques. La sillimanite fibreuse et la cordiérite en grande plages poeciloblastiques existent sporadiquement.

### Granitoïdes

Les granitoïdes carottés sont tout à fait semblables aux granites à 2 micas rencontrés depuis Quiberon jusqu'au delà de Hoedic. A proximité de Quiberon, dans le passage de la Teignouse, ils sont fortement structurés parfois même fortement mylonitiques. Ils ont la composition minéralogique suivante : muscovite, biotite, plagioclase (An 10), feldspath potassique, quartz, zircon, apatite.

Il s'agit de granites homogènes, à grain moyen millimétrique, caractérisés par la prédominance de grands cristaux de muscovite tardive sur de petites lames de biotite brune ou verte. Le plagioclase, presque toujours zoné, est voisin de l'albite ; le feldspath potassique est du microcline perthitique souvent d'aspect blastique ; les myrmékites y sont fréquentes. Le quartz interstitiel, abondant, recristallise dans les couloirs de déformation.

### Couverture sédimentaire récente

**Les cailloutis** soit purs, soit en partie recouverts de sables et de graviers apparaissent au voisinage immédiat des fonds rocheux dont ils proviennent comme l'indique leur disposition en franges autour de ceux-ci. C'est particulièrement clair sur l'alignement rocheux entre Quiberon, Houat et Hoedic (chaussée de la Teignouse, chaussée de Béniguet) et sur la façade nord de Belle-Ile-en-Mer. La présence fréquente, aux médiocres profondeurs, d'encroûtements sur les plus gros des galets témoigne des variations de niveau du sable.

**Les sables et les graviers** dominent ; essentiellement siliceux, ils sont issus du remaniement des dépôts alluviaux ou littoraux tertiaires et quaternaires. La disposition des graviers reflète celle des nappes alluviales dont ils proviennent alors que les sables ont le plus souvent été remaniés ; ils forment alors des traînées à l'abri des reliefs, des ondulations basses (Ouest de la chaussée de l'île aux Chevaux, dune de Hoedic qui borde la partie sud de la plature des Pitochets) ou des bancs à rides multiples comme les Coureaux de Belle-Ile de part et d'autre du banc de Taillefer ou comme la marge méridionale de la baie de Quiberon.

**Les pélites** n'existent qu'en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. Des vases fines ne sont présentes que dans le centre du Mor Bras au niveau de la vasière de Houat où les sables n'existent pas. Ailleurs, dans les vasières qui entourent Belle-Ile-en-Mer (rade du Palais, vasières des Pitochets et de Hoedic), ce sont des vases sableuses.

**Les sédiments coquilliers** ne sont abondants que parmi les fonds rocheux où ils occupent tous les couloirs et dont ils cernent tous les contours. Ils comportent peu de coquilles entières sauf sur quelques bancs (banc de Taillefer).

**Le maërl** (*Lithothamnium*) forme une part importante du tapis sédimentaire des Coureaux de Belle-Ile (de la pointe de Taillefer jusqu'aux roches des Galères).

Un tapis de Bryozoaires morts occupe les fonds de 40 à 50 m au débouché occidental des Coureaux de Belle-Ile.

### STRUCTURE DE BELLE-ILE-EN-MER

La structure de Belle-Ile-en-Mer est analysée en détail dans la thèse de doctorat d'état de Cl. Audren (Rennes, 1985). Dans le cadre de cette notice ne sont décrits que les éléments géométriques essentiels qui permettent de comprendre la répartition et l'agencement des différentes unités lithologiques définies dans la description des terrains.

La chronologie synthétique relative des phases successives de déformation n'est pas aisée à établir en raison de sa variabilité selon les secteurs analysés ; ces phases peuvent, en effet, se grouper en séquences cohérentes dont l'enregistrement est rarement complet dans un secteur donné.

L'absence de chronomètres significatifs (granite) et l'inutilité du chronomètre existant (métamorphisme faible et atypique) ne permettent pas un calage temporel des déformations sur l'île elle-même.

L'attribution d'une phase ou d'une séquence de phases à telle ou telle période orogénique ne peut se faire que par rapport aux événements tectono-métamorphiques identifiés sur le continent.

On distingue trois phases de déformation principales reconnaissables dans l'ensemble de l'île.

### PREMIÈRE PHASE DE DÉFORMATION

Elle est caractérisée par une schistosité régionale S1 portant une forte linéation d'allongement L1 orientée globalement E-W, mais pouvant localement s'orienter NW-SE à N.NW-S.SE. A l'échelle de l'île, la trace cartographique de la schistosité régionale n'est pas toujours parallèle à la trace cartographique des limites lithologiques quand on peut les suivre avec précision ; ainsi, dans les régions de Kerdonis et de Grand-Village/le Talut, le litage tectonique recoupe nettement le contact cartographique entre les porphyroïdes et les tufs. Ceci tend à montrer que l'alternance lithologique initiale S0 n'a pas été totalement transposée dans le plan de schistosité.

● **Dans les porphyroïdes**, les structures S1-L1 sont particulièrement spectaculaires : le litage tectonique composite porte une linéation d'allongement marquée par le développement de zones abritées autour des feldspaths potassiques. Cette structure détermine deux faciès structuraux :

— un faciès en "lattes" parallèles, d'une longueur de 10 cm à 50 cm, voire 1 m, où les zones abritées de plusieurs cristaux de feldspath potassique, fragmentés et séparés, sont coalescents (porphyroïdes de la pointe de Kerdonis) ;

— un faciès à cristaux individualisés dont les zones abritées ont une longueur inférieure à 10 cm, ou sont parfois très réduites. Le plus bel exemple s'observe dans les porphyroïdes noirs de la pointe du Talut (feldspaths potassiques de couleur noire associés à des zones abritées de quartz fibreux, blanchâtre).

Ces deux faciès alternent plus ou moins régulièrement parallèlement au litage tectonique (porphyroïdes de Port-Guen).

● **Dans les tufs (vsS)**, l'absence totale de marqueurs lithologiques fait que l'enregistrement de la schistosité régionale ne se manifeste que par des microlithons conservant les traces d'une structure planaire antérieure. La schistosité porte une linéation d'allongement marquée par des agrégats de quartz et(ou) des phyllites (mica blanc), mais qui reste malaisée à identifier sur le terrain.

- **Dans les alternances de microquartzites et de tufs phylliteux ( $\mu\chi$ -tf)** de la falaise de Bordardoué, la schistosité régionale est associée à des plis de direction axiale E-W, parallèles à la linéation d'allongement dans les porphyroïdes.
- **Dans les conglomérats (cg)**, le grand axe des galets de tufs est orienté parallèlement à la linéation d'allongement régionale dans le plan de schistosité.

La schistosité régionale est de type *crenulation cleavage*, formée de microlithons ayant conservé les traces d'un clivage initial qui est soit un litage sédimentaire S0, soit une schistosité antérieure à S1, ou les deux à la fois. Il existe souvent, en fait, plusieurs générations de microlithons successives, si bien que la schistosité S1 peut être la somme de n schistosités successives depuis le stade 1 (St1) jusqu'au stade n (Stn), formées au cours de la même phase de déformation.

La terminologie "S1" utilisée ici n'est donc qu'indicative et simplificatrice. L'analyse microstructurale détaillée (critères de cisaillement appliqués à des objets structuraux comme les grains de quartz, les feldspaths potassiques, les cristaux de pyrite) montre que la schistosité régionale est le résultat d'un cisaillement tangentiel de direction E-W, qui s'est exercé de l'Est vers l'Ouest selon la linéation d'allongement décrite précédemment. Ce cisaillement est accompagné de plis non cylindriques dans les porphyroïdes de Port-Coter, et dans les alternances microquartzites/tufs phylliteux de Bordardoué (linéation d'allongement parallèle aux axes de plis).

Cependant, l'analyse des porphyroïdes de Port-Coter et de la pointe du Talut montre que cette déformation cisailante principale recouvre une déformation cisailante antérieure ayant fonctionné en sens inverse de l'Ouest vers l'Est, et dont la signification reste quelque peu énigmatique.

La première phase de déformation, dans son apparente simplicité, constitue donc une séquence complexe de phases élémentaires dont l'aboutissement est la formation d'une schistosité et d'une linéation d'allongement accompagnée, ou non, de plis rares.

## DEUXIÈME PHASE DE DÉFORMATION

Elle est caractérisée par des plis en chevron centimétriques à décimétriques, déformant la schistosité régionale et associés à une schistosité de fracture S2 de plan axial, subverticale ou déversée vers l'Ouest et l'Est. La direction axiale générale de ces plis est N 160° E à N-S.

## TROISIÈME PHASE DE DÉFORMATION

Elle est caractérisée par une vaste mégastructure synforme à trace axiale approximativement orientée NW-SE, qui déforme la schistosité régionale ainsi que la succession lithologique originelle. La partie basale affleurante de la synforme est soulignée par le niveau de porphyroïdes le plus épais et par les séries volcaniques et volcano-sédimentaires sous-jacentes.

Les parties moyenne et sommitale sont constituées de tufs incluant le second niveau de porphyroïdes. La schistosité S1 des falaises côtières du Nord-Est a

globalement un pendage sud, et la schistosité des falaises du Sud-Ouest a un pendage nord.

La cartographie détaillée de la schistosité régionale et des marqueurs lithologiques (porphyroïdes) montre que ce pli synforme est en réalité composé de cinq plis élémentaires de grande longueur d'onde (10 km) et de faible amplitude (1 km), à plans axiaux subverticaux, séparés les uns des autres par des failles verticales et (ou) des chevauchements :

— *synforme de Sauzon* (1) à direction N 160° E (axe plongeant vers le N.NW) : elle est limitée au Sud par le couloir de cisaillement de Sauzon — l'Apothicaierie ;

— *synforme du Palais — Donnant* (2) à direction axiale N 140° E (axe plongeant vers le Sud-Ouest) : elle est limitée au Sud par le chevauchement de Donnant ;

— *synforme de Bangor* (3) à direction axiale N 120° E (axe plongeant vers le Nord-Ouest) : elle est limitée au Sud par le chevauchement de Domois qui en isole le flanc sud-ouest (secteur de Grand-Village, pointe du Talut) ;

— *synforme de Bordardoué — Kergallic* (4), à direction axiale N 110° E (axe plongeant vers l'Ouest) : elle est limitée à l'Ouest par la faille de Ramonette — Herlin, et à l'Est par la faille de Port-Yorc'h — Pouldon.

— *synforme de Locmaria* (5) à direction axiale N 80° E (axe plongeant vers l'Ouest-Sud-Ouest). L'axe principal passe à Locmaria, mais il existe plus au Nord (Kerdauid, les Grands Sables) deux axes secondaires orientés N 70° E qui disparaissent vers la pointe de Kerdonis. Elle est limitée au Sud par la faille Arzie — Port Loscan qui isole le flanc sud de la synforme (secteur de Port-Coter, pointe du Skeul).

Entre la pointe des Poulains et Locmaria, c'est-à-dire du Nord-Ouest vers le Sud-Est de l'île, les directions axiales des synformes passent donc de N 160° à N 80°-70° E, soit une variation angulaire de 90° sur une distance de 20 km environ.

Les relations entre les plis en chevron de la deuxième phase et les mégastructures de la troisième phase sont complexes et contradictoires. Les plis en chevron paraissent déformés par les mégastructures à l'échelle de l'île (dispersion des traces axiales), mais ils peuvent aussi les recouper (synformes 4 et 5) ou être parallèles à leurs traces axiales (synformes 1 et 2). L'analyse géométrique des plis en échelon montre en fait que leur répartition cartographique dépend essentiellement de la densité des grandes failles NE — SW qui découpent l'île. Dans les secteurs où l'espacement des failles est faible (2 à 5 km), la presque totalité des plis en chevron est sous le contrôle de celles-ci, et les plis ont une géométrie de plis en échelon dextres. Dans les secteurs où l'espacement des failles est plus grand (10 km), les plis en chevron ont une direction parallèle à la trace des mégastructures.

Il apparaît que la deuxième et la troisième phase de déformation appartiennent à la même séquence, variable selon les secteurs ; les plis en chevron ont pu se former avant les mégastructures puis continuer leur évolution en relation ou, indépendamment de ces dernières.

## CHEVAUchemENTS OU ÉCAILLAGES

En dehors des trois phases principales affectant la totalité des roches de l'île, il existe deux épisodes de chevauchement ou d'écaillage qui n'affectent que des points localisés : ce sont les écaillages de Bordardoué — Port Yorc'h, qui sont postérieurs à la première phase mais antérieurs à la troisième, et les écaillages tardifs qui sont postérieurs à la troisième phase mais recoupés par les failles cisailantes NE — SW.

● **Les écaillages de Bordardoué** : la première phase de déformation produit un litage remarquablement régulier, constitué d'une alternance de lits centimétriques de microquartzites et de tufs phylliteux dans laquelle s'intercalent des lits métriques à plurimétriques de tufs graphitiques ou de quartzites graphitiques (7 niveaux reconnus).

Sur 500 m environ, la falaise est structurée par des discontinuités planaires orientées sensiblement Nord-Sud et faiblement pentées vers l'Ouest de 20 à 25°, ou parfois subhorizontales. Ces discontinuités sont accompagnées de brèches tectoniques irrégulièrement réparties ou totalement absentes, auquel cas le miroir de chevauchement est lisse et sans stries apparentes de glissement.

Six discontinuités définissent autant d'unités se chevauchant les unes sur les autres dans un sens apparent Ouest-Est (d'où la figuration des barbules sur les traces des plans de chevauchement représentés sur la carte). Ces discontinuités sont simples ou au contraire à géométrie très complexe. Les unités chevauchantes sont déformées par des plis d'entraînement centimétriques à métriques, dissymétriques, à flanc normal très long et à flanc inverse court, déversés systématiquement vers l'Ouest. Ils donnent naissance à des microlithons plus ou moins évolués de taille métrique, définissant une schistosité grossière subhorizontale ou parallèle aux plans de chevauchement.

Le déversement constant des plis vers l'Ouest indique un sens de cisaillement de l'Est vers l'Ouest selon ces plans qui jouent alors le rôle de failles normales dans la position géométrique observée actuellement.

Statistiquement les plis d'entraînement ont une direction axiale N 150° E avec un étalement compris entre N 130° E et N-S, et des axes subhorizontaux ; ces plis sont faiblement à moyennement non cylindriques : les directions axiales sont dispersées dans la schistosité subhorizontale. Ces plis dispersent considérablement la linéation d'allongement régionale enregistrée par les lits microquartzitiques (les plis d'entraînement sont sub-orthogonaux à cette linéation et aux axes de plis de première phase).

Les plans de chevauchement, fonctionnant en failles normales, actuellement incorporés dans le flanc nord-est de la synforme 4 de Bordardoué — Kergallic, ne sont pas dans leur position géométrique originelle. Si l'on supprime les effets des mégastructures en ramenant les flancs de la synforme à l'horizontale, ces plans apparaissent comme des failles inverses et ont alors un rôle de chevauchement de l'Est vers l'Ouest.

● **Les écaillages de Port-Yorc'h** : entre la pointe du Gros-Rocher au Nord et l'anse de Port-Yorc'h au Sud, affleure, sur 100 m environ, la même série lithologique qu'à Bordardoué, affectée par les mêmes structures. Les plans de chevauchement sont orientés cartographiquement E-W avec un pendage de 30° à 40° vers le Sud, et associés à des plis d'entraînement de même caractéristique

géométrique qu'à Bordardoué, mais de direction axiale E-W et déversés vers le Sud. La dissymétrie des plis d'entraînement indique, comme à Bordardoué, que les plans de chevauchement ont, dans leur position géométrique actuelle, valeur de failles normales.

La cartographie détaillée des écaillages de Bordardoué et de Port-Yorc'h montre que ces tufs grossiers de la pointe du Gros-Rocher constituent en quelque sorte "l'autochtone" des écaillages. Cet "autochtone" appartient cependant à la même série lithologique que les écailles puisqu'il inclut des porphyroïdes (îlot du Gros-Rocher, situé vers le Nord). Cet "autochtone" apparaît structuré indépendamment des écailles car la schistosité régionale est orientée NW - SE avec un fort pendage (70° à 80°) vers le Nord-Est.

● **Les écaillages tardifs** : ces écaillages se situent dans la moitié ouest de l'île et sont limités à l'Est et à l'Ouest par des failles NE - SW. Orientées E-W, les traces des plans de chevauchement recoupent nettement les traces axiales des mégastructures 2 et 3. Trois écaillages ont été localisés dans les falaises et cartographiés ; leur extension dans l'intérieur des terres est supposée, mais n'a pu être vérifiée (traces figurées en tirets sur la carte).

**Pointe de Kerzo :**

- chevauchement des tufs (vs5) sur les porphyroïdes selon un plan  $\frac{18-40}{100-100}$
- chevauchement apparent du Sud-Est vers le Nord-Est; Il n'y a pas de brèche tectonique associée mais une forte lenticulation des tufs. Le miroir de contact est lisse et sans stries apparentes.

**Port de Donnant :**

- chevauchement de la synforme 2 sur la synforme 3 selon un plan  $\frac{40-70}{100-110}$
- contact courbe marqué par un niveau de brèches tectoniques de 10 m d'épaisseur environ ;
- chevauchement apparent du Nord-Ouest vers le Sud-Est ;
- pas de structures indiquant le déplacement apparent.

**Anse de Domois :**

- chevauchement de la synforme 3 sur son flanc sud ;
- les tufs (vs5) de Goulphar chevauchent les porphyroïdes de la région de Grand-Village/pointe du Talut, selon un plan  $\frac{35-40}{80-90}$
- chevauchement apparent du Nord-Ouest vers le Sud-Est.
- pas de brèche de contact, miroir lisse sans stries apparentes.

L'absence de plis d'entraînement comme à Bordardoué ou à Port-Yorc'h, ne permet pas une analyse détaillée du fonctionnement des plans de contact. Le sens de chevauchement est donc indicatif et ne tient compte que de la composante verticale apparente de déplacement. Un éventuel déplacement horizontal est cependant possible, bien que l'on n'ait pas observé de stries de glissement sur les miroirs.

Par référence à la chronologie établie dans les séries métamorphiques de Rhuys-la-Vilaine (Cl. Audren, 1985) les écaillages de Bordardoué - Port-Yorc'h sont intégrés dans une séquence de déformation qui inclut les plis en chevron, les mégastructures synformes, les failles cisailantes NE - SW et les écaillages tardifs.

## CONCLUSIONS

**Les événements structuraux dans la série volcano-sédimentaire de Belle-Ile-en-Mer.** Les différentes phases de déformation analysées séparément peuvent se grouper en deux séquences principales distinctes et indépendantes :

— **une première séquence** qui a donné la schistosité régionale et la linéation d'allongement associée, et qui correspond à un cisaillement tangentiel de l'Est vers l'Ouest, recouvrant un cisaillement antérieur ayant fonctionné en sens inverse. Par référence aux événements tectono-métamorphiques définis sur le continent, cette séquence est attribuée au Dévonien et correspond à la phase éohercynienne en Bretagne méridionale (Cl. Audren, 1985). Ce cisaillement tangentiel E-W est contemporain d'un cisaillement transcurrent senestre associé ;

— **une seconde séquence** qui a donné un ensemble de phases élémentaires inégalement représentées sur l'île : écaillages, plis en chevrons, mégastructures synformes, failles cisailantes NE-SW, écaillages tardifs. Ces phases élémentaires sont pénécotemporaines avec synchronisme dans certains secteurs, diachronisme dans les autres ; les structures se sont formées probablement avec des décalages spatiaux et temporels que l'on est incapable d'apprécier correctement. Ces phases peuvent être corrélées aux événements tectono-métamorphiques d'âge carbonifère associés au cisaillement sud-armoricain (fonctionnement dextre) et à la mise en place des leucogranites.

Les deux séquences sont séparées par une coupure correspondant à l'inversion du sens de cisaillement transcurrent de senestre en dextre.

## RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

### Minéralisations

La zone couverte par la feuille Belle-Ile-en-Mer renferme un petit nombre de minéralisations.

A Belle-Ile-en-Mer les occurrences découvertes au siècle dernier ne sont pas localisées avec précision. Il s'agit essentiellement d'indices sulfurés en relation avec des minéralisations filoniennes hydrothermales ; ce sont les occurrences de stibine de Begarroz (Sud du Palais) où ce minéral, en grandes plages polycristallines, est accompagné de rare mispickel. L'indice de la pointe de Taillefer (Ouest du sémaphore), lié à une zone faillée, est riche en pyrite, gypse et surtout sidéronatrite.

Signalons que la collection du comte de Limur, archivée dans les locaux de l'Institut de géologie de Rennes, comprend un certain nombre de minéraux en provenance de Belle-Ile mais sans autre indication ; ce sont de l'albite, du quartz en belles rosettes, de la chalcopyrite et du quartz avec rutile, pyrite et marcasite.

TABLEAU 1 - GÎTES MINÉRAUX

Numéro porté sur la carte	Nom du gîte	Numéro d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
1	Belle-Ile	447-5-4001	Sb	Stibine	Filonien probable	Schistes	Lacroix signale la présence de stibine près de la citadelle de Belle-Ile. Découverte lors de travaux effectués en 1860
2	Taillefer	447-5-4002	Pyr Kao	Pyrite Kaolinite Sidéronatrite Gypse...	Imprégnation sulfurée dans zone faillée	Schistes	Indice.
3	Le Palais	447-5-4003	Sb	Stibine Mispickel	Filonien probable	Schistes	Indice découvert lors du creusement d'un puits près de l'église du Palais.
4	Houat (Tréac'h-Salus)	447-8-4002	Sn	Grenat Staurotide Cassitérite Corindon...	Placer marin	Sables de plage	Petite exploitation artisanale vers 1879.
5	Chubéguez-Vraz	447-8-4005	Gre	Apatite Grenat Tourmaline	Champ filonien pegmatitique	Granite	Indice.
6	Tréac'h-er-Goured	447-8-4003	Gre	Grenat Staurotide Andalousite Corindon...	Placer marin	Sables de plage	Indice.
7	Er Beg	447-8-4004	Sn	Grenat Staurotide Andalousite Cassitérite	Placer	Sables de plage	Indice.
8	Begarroz	477-1-4001	Sb	Stibine Mispickel	Filonien probable	Schistes	Indice signalé dans une excavation entre Begarroz et Lorcal.

*L'île Houat* est surtout remarquable par des grandes plages sableuses (Tréac'h-er Goured, Tréac'h Salus) riches en minéraux lourds, principalement grenat, concentrés en haut de l'estran (sables rouges). Une petite exploitation des sables à Tréac'h Salus a d'ailleurs eu lieu vers 1879. L'estran rocheux au Sud-Est de Chubéguez Vraz est parcouru de filons pegmatitiques qui livrent de l'apatite verte, du grenat et de la tourmaline noire.

## **Roches**

La viabilité des matériaux de Belle-Ile-en-Mer, Houat et Hoedic dépend de leur hétérogénéité (abondance de veines de quartz dans les schistes et les micaschistes), de leur débit (schistosité et fracturation secondaire) et, à un degré moindre, de leur altération.

**Belle-Ile-en-Mer.** Les porphyroïdes et les roches voisines ont été exploitées à Rosbossier où elle pouvaient donner des moellons propres à la construction. La carrière de Mérézel fournit actuellement du granulat pour l'empierrement. Les *siltstones* et les tufs ont été exploités dans de nombreuses excavations de faible importance (Kerouarh, Keroulep, Keroyan, Bernantec,...), là où le quartz n'était pas trop abondant.

La plupart des maisons de Belle-Ile-en-Mer, jusqu'au début de ce siècle, étaient construites avec des pierres de provenance insulaire sauf les édifices de quelque importance comme l'église du Palais, les fortifications de Vauban qui sont édifiées à l'aide de granite importé du continent (granites de Carnac et de Ploemeur).

Les menhirs "Jean et Jeanne" sont constitués de deux blocs volumineux, assez exceptionnels, de *siltstones* et de tufs grossiers lardés de veines de quartz, ce qui explique leur solidité.

**Houat et Hoedic.** Le granite est susceptible de fournir des moellons de qualité dont la plupart des maisons sont formées.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE*

Le lecteur trouvera une présentation rapide de la géologie de Belle-Ile-en-Mer et un itinéraire indiquant les localités géologiques principales de l'île dans le *Guide géologique régional: Bretagne*, par S. Durand (1977), Masson ed. (*itinéraire 16*: le pays de Vannes, golfe du Morbihan et presqu'île de Rhuys, Belle-Ile-en-Mer), et H. Lardeux et S. Durand (1984), 2ème édition.

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

Les documents cartographiques manuscrits (minutes de terrain, schémas structuraux), les échantillons pétrographiques, les lames minces correspondantes, les échantillons structuraux sont conservés dans les locaux de l'Institut de géologie de Rennes (université de Rennes, Campus de Beaulieu).

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

et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays de Loire, 10, Rue Henri-Ficherit, 44300 Nantes, pour le département de la Loire-Atlantique, soit au S.G.R. Bretagne, 14, Avenue du Sergent-Maginot, 35100 Rennes, pour le département du Morbihan, soit au B.R.G.M., Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

TABLEAU 2  
ANALYSES CHIMIQUES

	1	2	3	4	5	6
(*)	2159	2160	2161	2162	2164	88
SiO <sub>2</sub>	58,53	44,50	47,00	76,88	70,65	66,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	15,36	17,64	11,26	12,50	14,96
Fer total	7,48	9,61	11,82	0,60	2,77	3,09
MnO	0,07	1,08	0,18	0,05	0,05	0,05
MgO	2,70	5,97	6,11	0,20	0,50	0,43
CaO	0,19	4,67	1,13	0,06	0,15	0,57
Na <sub>2</sub> O	0,85	0,23	5,74	1,91	0,24	1,56
K <sub>2</sub> O	4,96	4,42	0,36	6,91	9,12	10,03
TiO <sub>2</sub>	1,90	1,99	2,95	0,05	0,28	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,10	0,62	0,36	0,10	0,10	0,08
Pert au feu	4,71	10,90	4,88	0,70	1,28	-
TOTAL	98,00	99,04	98,20	98,40	98,30	99,98

- |  |   |
|--|---|
| 1. Tuf kératophyrique, Kerdonis                        | } Analystes :<br>F. VIDAL et J. CORNICHE<br>CAESS, Rennes |
| 2. Lentille dolomitique, Kerdonis                      |   |
| 3. Lave spilitique, Arzic                              |   |
| 4. Tuf rhyolitique, Saint-Marc                         |   |
| 5. Porphyroïde, Mézèrel (carrière)                     |   |
| 6. Porphyroïdes, Belle-Ile-en-Mer, in : C. BOYER, 1974 |   |

(\*) Ces références correspondent aux numéros d'analyses

### BIBLIOGRAPHIE

AUDREN Cl. (1985) - Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Dévonien Carbonifère. Thèse d'Etat, Rennes.

AUDREN Cl. et LEFORT J.-P. (1977) - Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 395-404, Paris.

BARROIS Ch. (1896) - Légende de la feuille de Quiberon. *Ann. Soc. géol. Nord*, XXVI, p. 17-33, Lille.

BARROIS Ch. (1896) - Légende de la feuille de Belle-Ile. *Ann. Soc. géol. Nord*, XXVI, p. 226-238, Lille.

BARROIS Ch. (1897) - Répartition des îles méridionales de Bretagne et leur rotations entre les failles d'étirement. *Ann. Soc. géol. Nord*, XXVI, p. 2-16, Lille.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, vol. 1, n° 1, p. 31-42.

BOYER-GUILHAUMAUD Cl. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse, Orsay, 384 p.

CHAUVEL J.-L., AUDREN Cl. et AUVRAY B. (1975) - Mise en évidence d'une série volcano-sédimentaire dans la partie orientale de Belle-Ile-en-Mer (Bretagne méridionale). 3ème Réunion. Ann. Sc. Terre, Montpellier, p. 98.

COGNÉ J. (1957) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1960, 382 p., Paris.

COGNÉ J. (1960) - Sur l'origine sédimentaire des porphyroïdes de Belle-Ile (Morbihan). *C.R. Acad. Sc.*, 250, p. 3350-3352, Paris.

COGNÉ J. (1965) - Feuille Quiberon - Belle-Ile à 1/80000, n° 103, 2ème édit., notice explicative (avec la collaboration de S. Durand, P.-R. Giot et S. Guilcher). *Serv. Carte géol. Fr.*, 16 p., Paris.

COGNÉ J. (1974) - Le Massif armoricain. In J. Debelmas : Géologie de la France, Doin Ed., Paris, tome I, p. 105-161.

COGNÉ J. et WRIGHT A.E. (1980) - L'orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. 26ème Congrès géol. int. Paris, colloque C6, p. 29-55.

DELANOË Y., DIEUCHO A. et PINOT J.-P. (1972) - La zone pré littorale entre les îles de Glénan et l'île d'Houat. Etude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, p. 248-260, Paris.

DELANOË Y., GALLENNE B., LASNIER B. et PINOT J.- P. (1972) - Découverte par carottage sous-marin d'une association pétrographique de micaschistes à chloritoïde et de schistes verts à glaucophane autour de la Baz-Moullek, à 11 km au Sud-Est de l'île de Groix (Morbihan). *C.R. Acad. Sc.*, 274, p. 644-646, Paris.

GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse, Lettres, 624 p., Paris.

LACROIX A. (1964) - Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'outre-mer. Réédition, Librairie scientifique et technique A. Blanchard.

LEFORT J.-P. (1975) - Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, 250 p., Rennes.

LIMUR (De) (1883) - Catalogue raisonné des minéraux du Morbihan. 112 p., Vannes.

PARIS F., PEUCAT J.-J. et CHALET M. (1985) - U-Pb zircons dating of volcanic rocks nearby the Silurian-Devonian boundary in southern Armorican massif (France). Abstract, EUG, Strasbourg.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT Cl. et PILLARD F. (1980) - Inventaire minéralogique de la France, Morbihan (56). 315 p., BRGM éd., Orléans.

PINOT J.-P. (1974) - Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental. Thèse, 256 p., Nantes.

PLANCHAIS N. et CORILLON R. (1968) - Recherche sur l'évolution récente de la flore et de la végétation de Belle-Ile-en-Mer (Morbihan) d'après l'analyse pollinique de la tourbière submergée de Stêr-Vraz. *Bull. Soc. bot. Fr.*, 115, p. 441-458.

TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français. In *Le Quaternaire : géodynamique, stratigraphie et environnement*, supp. *Bull. A.F.E.Q.*, p. 114-135.

VALOIS J.-P. (1975) - Les formations métamorphiques de Penaran (presqu'île de Guérande, Loire-Atlantique) et leur minéralisation uranifère. Thèse 3ème cycle, Nancy, 136 p.

#### **Cartes géologiques de la France à 1/80 000**

Feuille *Quiberon - Belle-Ile* (n° 103) : 1ère édition (1897), par Ch. Barrois,  
2ème édition (1965), par J. Cogné,  
S. Durand, A. Guilcher et P.-R. Giot.

**Carte géologique du département du Morbihan** (1850), par E. Lorieux et E. de Fourcy.

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

Feuille *Nantes* (1961), coordination par F. Permingeat.

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

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

**Carte sédimentologique sous-marine à 1/100 000 (CNEXO éd.)**

Feuille *Lorient* (1972), par J.-P. Pinot et J.-R. Vanney.

Feuille *Saint-Nazaire* (1968), par J.-R. Vanney.

**AUTEURS DE LA NOTICE**

Formations concernant Belle-Ile-en-Mer : Claude AUDREN.

Formations concernant les îles Houat et Hoedic : Jean PLAINE.

Coordination générale : Cl. AUDREN et J. PLAINE.

**ERRATA**

**Pointe de Kerzo** (Est de Sauzon) : figurée en vsS, doit figurer en ip (porphyroïdes).

**Pointe des Poulains** (extrémité nord de Belle-Ile-en-Mer) : le niveau de tufs quartzo-feldspathiques *qtf* a été représenté par ses limites mais ni par son figuré, ni par sa notation.

**Port Guen** : la localisation ponctuelle du dépôt péri-glaciaire GP n'a pas été figurée.



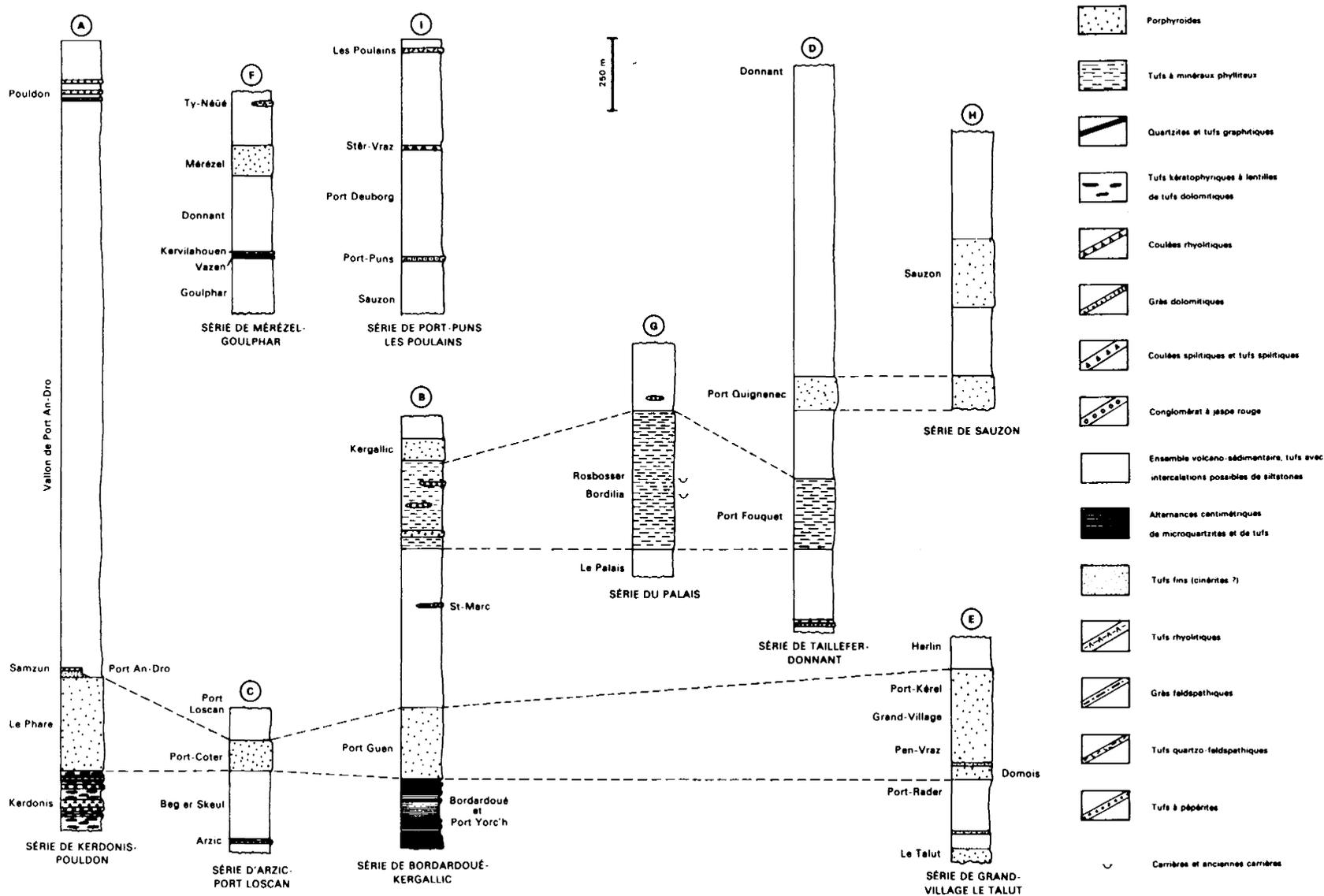


Fig. 1 - Les séries lithologiques de Belle-Ile-en-Mer