

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

**PLOUARZEL-
ÎLE D'OUessant**

par

L. CHAURIS



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PLOUARZEL-ÎLE D'OUESSANT
À 1/50 000**

par

**L. CHAURIS, avec la collaboration
de B. HALLÉGOUËT**

1994

Éditions du Service géologique national

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Plouarzel—île d'Ouessant** (237). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Chauris, avec la collaboration de B. Hallégouët (1994), 132 p.

— *pour la notice* : CHAURIS L., avec la collaboration de HALLÉGOUËT B. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Plouarzel—île d'Ouessant** (237). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par L. Chauris, B. Hallégouët (1994).

© BRGM, 1994. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1237-4

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>ESQUISSE OROGRAPHIQUE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	6
<i>CONDITIONS DU LEVÉ</i>	8
<i>APERÇU PRÉLIMINAIRE SUR LES UNITÉS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>COMPLEXE MICASCHISTEUX (OUESSANT)</i>	13
<i>COMPLEXES MIGMATITIQUES</i>	16
Ouessant	16
Plouarzel	19
<i>INTRUSIONS SODIQUES À AFFINITÉ TRONDHJÉMITIQUE (OUESSANT)</i>	26
<i>GRANITOÏDES ET FORMATIONS ASSOCIÉES</i>	27
Ouessant	27
Plouarzel	32
<i>FILONS</i>	51
Ouessant	51
Plouarzel	58
<i>TERTIAIRE</i>	60
<i>QUATERNAIRE</i>	61
GÉOLOGIE MARINE	71
SYNTHÈSE DES DONNÉES DE TERRAIN SUR LES FORMATIONS DU SOCLE	75
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	88
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	88
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	89
<i>MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION</i>	96
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	100
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	100
<i>SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES</i>	101
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	103
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	103
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	114
<i>INVENTAIRE MINÉRALOGIQUE</i>	114
AUTEURS	114
ANNEXES	115
<i>ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES (tabl. I à XV)</i>	116
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (tabl. XVI à XVIII)</i>	130

INTRODUCTION

ESQUISSE OROGRAPHIQUE

Un plateau littoral ourlé d'écueils au débouché de la Manche dans l'Atlantique

Les célèbres « Roches de Portsall » marquent traditionnellement l'entrée de la Manche dans l'Atlantique. À l'extrême avancée nord-ouest du Massif armoricain dans l'Océan, la mer dispute inlassablement à la terre les ultimes ruines de l'Ancien Monde... Ici, les eaux marines s'insinuent profondément à travers le plateau léonard par la ria de l'Aber-Ildut ; là, les cours des anciennes rivières se prolongent sur la plate-forme continentale faiblement immergée, par des vallées sous-marines ennoyées. Au-delà de la ceinture d'écueils frangeant le rivage, quelques récifs isolés surgissent inopinément au large, comme la Helle, telle un navire sous voile, pétrifié... Sur les frontières mouvantes de la mer, les témoins des montées ou des retraits des eaux (plages anciennes, tourbières littorales fossiles, dunes résiduelles) évoquent un Océan toujours proche d'une Armorique qui lui doit et son nom et son charme...

Le trait morphologique majeur de la feuille est le reflet direct du grand linéament tectonique de Porspoder. Cette importante zone de cisaillement hercynienne se traduit encore dans le paysage — signe de rejeux relativement récents — par une rupture de pente, rectiligne, avec un compartiment nord abaissé. Cette ligne de faiblesse se poursuit en mer, selon la même direction WSW-ENE, par le chenal du Fromveur qu'elle explique. Ailleurs, les accidents du relief restent peu accusés et dus, le plus souvent, à la différence de résistance à l'érosion des diverses intrusions granitiques (bordure méridionale en relief du pluton de l'Aber-Ildut ; « carapace » tabulaire constituée par le granite de Kerhallan). Dans le détail, le lessivage par les eaux, marines ou fluviatiles, du manteau d'altérites, joue un rôle majeur. Le granite de l'Aber-Ildut, surtout aux approches de la mer, se signale dans le paysage par ses énormes boules... Le tracé des vallées, tant sur le « continent » que dans le socle immergé est sous la dépendance des systèmes de fractures : le cours de l'Aber-Ildut fournit ici un excellent exemple. Ici aussi, la morphologie dérive de contraintes fort anciennes, comme en témoigne le parallélisme des accidents du relief avec la direction des filons leucogranitiques, microgranitiques, lamprophyriques et quartzeux tardi- ou posthercyniens.

En fait, comme partout en Armorique, la pénéplaine posthercynienne a été maintes fois remaniée et l'histoire des retouches successives reste délicate à préciser par suite de la rareté des dépôts conservés. Les formations quaternaires demeurent ici peu importantes (plages anciennes, limons loëssiques, tourbières littorales, placages dunaires

résiduels,...) et ne réussissent guère à masquer longtemps le socle ancien.

Une petite île à l'une des extrémités du continent eurasiatique

L'île d'Ouessant (Enez Eussa) — l'antique « Uxisama » (« la plus haute », sans doute par opposition aux îles basses de l'archipel voisin de Molène) — dresse ses falaises « dénudées et sinistres » à une vingtaine de kilomètres de la côte occidentale du pays de Léon : elle marque l'ultime avancée, dans l'Atlantique, du socle armoricain émergé, et la pointe extrême de la France à l'un des promontoires ruiniformes de l'immense continent eurasiatique. Toutefois, le socle ancien immergé se poursuit encore sur plus de 20 km au Sud-Ouest de l'île d'Ouessant, avant d'être recouvert par les dépôts crétacés et tertiaires de la plate-forme continentale, très faiblement inclinée vers l'Ouest. Cependant, au Nord d'Ouessant, à environ 3 km de la petite île de Keller, affleurent déjà le Crétacé supérieur et l'Eocène.

Une dépression orientée SW-NE, dénommée « fosse d'Ouessant », accidente la plate-forme à 5 milles au Nord-Ouest de l'île. Elle s'étend sur une quinzaine de kilomètres de long et moins de 3 km de large, et atteint la profondeur de 200 m, offrant ainsi une dénivellation de près de 100 m par rapport à la surface du plateau continental. Elle présente une nette dissymétrie transversale, avec un flanc nord-ouest raide et un flanc sud-est peu incliné.

Dans l'île d'Ouessant même, une importante faille met en contact anormal la partie granitique septentrionale avec la dépression médiane creusée dans les micaschistes.

Au Sud d'Ouessant, le profond chenal du Fromveur, qui sépare l'île de l'archipel de Molène, jalonne le passage du linéament de Porspoder. Selon toute probabilité, le prolongement oriental de ces divers accidents explique le tracé d'ensemble de la côte finistérienne en bordure de la Manche. L'existence même de l'île d'Ouessant, surgissant d'une centaine de mètres à l'entrée de la Manche, semble en relation avec le rejeu (au Tertiaire?) de failles transversales qui, de l'archipel de Molène à Ouessant, paraissent avoir isolé une ligne de hauteurs nettement oblique par rapport aux directions structurales régionales WSW-ENE plus anciennes.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

À terre, un intérêt marqué dès le début du 19^e siècle

Les premiers observateurs ont été attirés dans la région de Plouarzel par la curiosité portée au granite de l'Aber-Ildut, très utilisé au 18^e siècle pour les travaux du port de guerre de Brest. À notre connaissance, la première description de la roche est due à Bigot de Morogues, en 1809, dans le Journal des mines ; cette belle pierre est également

citée par Puillon-Boblaye (1827) et par E. de Fourcy (1844). Le granite de l'Aber-Ildut a acquis une célébrité nationale en 1835, avec la fourniture des éléments du socle de l'obélisque de Louqsor, place de la Concorde à Paris.

La première carte géologique moderne a été publiée par C. Barrois, en 1902, dans le cadre des coupures à 1/80 000. Les grandes lignes de la région apparaissent nettement. Dans le détail, toutefois, on note une confusion, aux approches de la mer, entre le leucogranite à tourmaline de Plouarzel et le granite à deux micas et tourmaline de Saint-Renan. Le grand linéament de Porspoder n'est pas mis en évidence. Par ailleurs, à cette époque, la terminologie des migmatites est évidemment inconnue.

En fait, il a fallu attendre les années 60, avec l'impulsion donnée à une nouvelle cartographie détaillée, par la découverte d'importantes minéralisations stannifères dans le district de Saint-Renan à la suite des prospections SAPEM-BRGM, pour que reprennent ici les levés sur le terrain. La troisième édition (1972) de la feuille Brest à 1/80 000 (partie pays de Léon due à L. Chauris) synthétise les résultats essentiels de cette nouvelle période d'investigation. À la même époque, la thèse de B. Hallégouët (1971) sur la géomorphologie du Bas-Léon, renouvelle les connaissances sur les formations récentes.

Les levés sur la feuille voisine Le Conquet à 1/50 000 (1989) permettent de mieux situer la région de Plouarzel. Une bibliographie aussi complète que possible est offerte à la fin de la notice.

À Ouessant, une zone-clé quelque peu délaissée

En dépit de sa position géodynamique déterminante — et sans doute à cause de son isolement relatif — l'île d'Ouessant a peu tenté les géologues; la plupart des publications sont anciennes. À notre connaissance, les premières observations, très succinctes, sont dues à E. de Fourcy (1844); l'auteur de la première carte géologique du Finistère reconnaît la bande médiane des micaschistes (qualifiés curieusement de « gneiss »), entre les baies de Porz-paul et du Stiff; la présence au Nord de l'île de « granite stratifié avec quelques couches de gneiss » (le complexe migmatitique); l'absence de « stratification » du granite du Stiff et son altération locale (« passant presque à l'état de kaolin »); la présence dans le granite de la côte méridionale de « quelques filons de quartz et des nids de tourmaline ». La carte géologique de C. Barrois (1893) marque un progrès décisif, où se révèle déjà pleinement la maîtrise de l'auteur de la couverture géologique de la Bretagne à 1/80 000. Toutefois, la longue et étroite venue de granite porphyroïde rose cataclastique de Lampaul n'est pas individualisée, et la notice explicative reste très succincte.

Les recherches effectuées ultérieurement, jusqu'au-delà des années 60, concernent uniquement des points de détail sur la minéralogie et la pétrographie : gisements de grenat par Debeauvais (1922), occur-

rences de graphite par le même auteur (1923), indices d'or par F. Kerforne (1924), description de microgranites et de tourmalinites (à Porz Doun) par E. Jérémine et A. Sandréa (1957); examen des indices de graphite et de kaolin par B. Mulot (1963). La première vue d'ensemble détaillée de l'île d'Ouessant s'est faite longtemps attendre (Chauris 1966a et b); cette étude a servi de point de départ aux observations nouvelles présentées ici. Les recherches minéralogiques proprement dites sont à peine esquissées (Pierrot *et al.*, 1973). Les investigations géochronologiques sont encore peu nombreuses (Leutwein *et al.*, 1969; Bellon *et al.*, 1985, 1988).

Quelques géomorphologues se sont également intéressés à l'île d'Ouessant. Après les travaux préliminaires de C. Robequain (1935) et de L. Collin (1936, 1940), il faut essentiellement signaler les recherches approfondies de A. Guilcher (1957) sur la morphologie, les plages anciennes et les dépôts littoraux actuels. Récemment, une vue d'ensemble sur le relief et la géomorphologie littorale a été présentée par B. Hallégouët dans l'ouvrage collectif sur « Les changements écologiques, économiques et sociologiques dans les îles du Ponant. Le cas de Batz, Ouessant et Groix » (1986). L'énigme posée par la présence de galets de basalte sur les grèves actuelles (Didier *et al.*, 1966; Brousse *et al.*, 1972) n'a trouvé sa solution que récemment (Bellon *et al.*, 1988) grâce à la géochronologie (origine islandaise, avec transport par les glaces flottantes).

En mer

Curieusement (question de modes en géologie?), dans l'ensemble, les travaux relativement récents concernent plus l'environnement sous-marin de l'île d'Ouessant que l'île elle-même. Ils portent aussi bien sur le socle varisque et sa couverture posthercynienne (Andreieff *et al.*, 1969, 1973; Lapiere, 1975; Lefort, 1977) que sur les dépôts meubles récents (Hinschberger, 1962, Hinschberger *et al.*, 1962; Hinschberger, 1969). La fosse d'Ouessant a été l'objet d'une attention particulière (Hinschberger, 1963; Boillot *et al.*, 1966; Quesney, 1983).

La géologie sous-marine n'a pas fait l'objet de recherches personnelles. Les données présentées ont été reportées d'après les travaux publiés antérieurement, ou archivés.

CONDITIONS DU LEVÉ

Sur le continent

Les côtes découpées, prolongées par un estran largement découvert à basse mer, en bordure d'un océan soumis à un fort balancement des marées (de l'ordre de 7 à 8 m aux périodes de vives eaux) et ourlées par une ceinture de récifs, fournissent un beau champ d'observation. Avec l'éloignement des rivages, les affleurements se réduisent rapidement. Cependant, la proximité de la mer a, dans l'ensemble,

favorisé l'ablation du manteau d'altérites. Par ailleurs, la profonde coupure de la ria de l'Aber-Ildut fournit des conditions d'affleurement presque comparables à celles des rives de l'Océan.

Pour le littoral et les récifs, les cartes à 1/20 000 du service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM) ont servi de support aux levés. Dans les terres, ce rôle a été joué par les coupures de l'Institut géographique national (IGN). Dans tous les cas, ces documents ont été complétés par l'examen des photographies aériennes, particulièrement utiles pour préciser la fracturation.

La complexité géologique et l'abondance des données recueillies sont souvent telles que l'échelle du 10 000^e s'avère encore insuffisante. La réduction des levés à 1/50 000 a dû, par suite, être souvent schématisée. Quelques cartes de détail, incorporées à la notice, reproduisant des formations peu puissantes ou ponctuelles, s'efforcent de pallier cet inconvénient. À l'intérieur des terres, les conditions d'exposition décroissent sensiblement (recouvrement, herbages,...). Toutefois, un levé minutieux, « champ par champ », précédé par un examen des photographies aériennes, est souvent rendu possible par la présence de roches plus résistantes (mylonites, microgranites, quartz,...). Toutefois, la limite entre des formations un peu comparables profondément altérées, demeure souvent quelque peu aléatoire : c'est en particulier le cas pour les panneaux de granites migmatitiques enclavés dans le granite de Saint-Renan. Dans les zones immergées à faible profondeur, l'examen des photographies aériennes a souvent permis de tracer des failles avec précision ; des formations meubles superficielles, dont la morphologie est influencée par les courants de marée, ont pu être levées dans les mêmes conditions ; parfois, la morphologie a permis de prolonger avec une quasi-certitude, les formations reconnues à terre. De nombreux récifs, parfois même ne découvrant qu'à basse mer, ont été abordés en barque, à partir de Lampaul-Plouarzel, Argenton, Portsall et Molène. De telles observations ont permis en particulier de préciser les contours occidentaux du granite de l'Aber-Ildut.

Les levés sur le terrain ont été complétés par les examens pétrographiques classiques et, en particulier, par des analyses chimiques complètes, indispensables pour préciser la nature et l'évolution des différents ensembles magmatiques. Toutes les analyses ont été effectuées au BRGM, Orléans, sauf quelques analyses plus anciennes (minéralogie, CEA ; minéralogie, Clermont-Ferrand ; minéralogie, Muséum, Paris ; C.R.P.G., Nancy ; Montpellier ; U.B.O., Brest).

Une attention particulière a été portée aux minéraux lourds des alluvions fluviales (petits ruisseaux) (travaux BRGM - COMIREN) et des sables des plages (travaux L. Chauris, en collaboration avec H. Chevance, BRGM, en grande partie inédits). Malgré un certain « déplacement » de manière, dû à la nature même du matériau analysé, la représentation cartographique des minéraux lourds fournit un véritable spectre, très précieux pour compléter la caractérisation des

diverses venues granitiques. De nombreux exemples seront présentés dans la notice : monazite des granites migmatitiques de Landunvez ; cassitérite du granite de Saint-Renan ; ilménite du granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut ; tourmaline de la bordure méridionale du massif granitique de l'Aber-Ildut,... La feuille Plouarzel fournit ainsi une illustration de l'intérêt d'une méthode peu employée en cartographie géologique.

Des mesures de la radioactivité de différentes formations ont été effectuées sur le terrain au scintillomètre SPP2. Chaque site examiné intègre, le plus souvent, la moyenne d'une vingtaine de mesures ponctuelles. Cette manière d'opérer a pour but d'« effacer » les variations imputables à l'effet de paroi et aux anomalies localisées. Les résultats sont exprimés — selon l'habitude française — en chocs par seconde (c/s). Plus que par les valeurs absolues obtenues, la méthode utilisée s'avère surtout précieuse par les comparaisons qu'elle fournit immédiatement entre les diverses unités lithologiques.

Dans l'île d'Ouessant

Les contours singulièrement découpés de l'île augmentent, en un certain sens, considérablement ses dimensions absolues, au demeurant fort restreintes (8 km d'Est en Ouest et 5 km du Nord au Sud). Ils permettent de retrouver à l'affleurement, à plusieurs reprises, les mêmes formations, le plus souvent dans d'excellentes conditions. Les falaises de la partie orientale de l'île atteignent une soixantaine de mètres et sont localement accores (en particulier vers la pointe de Bac'haol) ; assez souvent, le parcours est possible sur l'estran, à basse mer de vives eaux, principalement dans la partie sud-ouest de l'île ; de profondes indentations infranchissables obligent parfois à regagner le plateau.

La richesse des observations littorales contraste vivement avec la pauvreté des affleurements à l'intérieur de l'île, souvent réduits à des coupes altérés, voire à des éboulis. Des parcours resserrés permettent toutefois de réduire les incertitudes relatives aux limites des différentes formations. Pour le littoral, le levé a été basé sur la belle carte à 1/20 000 n° 5567 du service hydrographique et océanographique de la Marine ; pour l'intérieur de l'île, sur le 1/25 000 de l'Institut géographique national. Les îlots voisins d'Ouessant (îles de Keller et Keller Vihan ; récifs de la baie de Lampaul) ont pu être abordés en barque, lors des périodes de calme.

*APERÇU PRÉLIMINAIRE
SUR LES UNITÉS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES
et leur place dans le pays de Léon*

À terre, des ensembles granitiques de composition et d'origine variées

Les formations granitiques couvrent l'essentiel de la partie émergée de la feuille.

● Au Nord, les **granites migmatitiques de Landunvez** forment l'extrémité occidentale d'un vaste complexe, parallèle à la côte de la Manche, jusqu'à Guisseny où il est recoupé à l'emporte-pièce (Chauris, 1966a) par le granite tardi-hercynien de Brignogan (Georget *et al.*, 1986).

Dans la partie orientale du complexe (feuille Plouguerneau) dominent les faciès « gneiss migmatitiques » (Chauris, 1966a); tandis que sur la feuille Plouarzel affleurent principalement les formations nettement anatectiques (granite migmatitique). L'âge de ces formations crustales métamorphiques est encore discuté.

● Au Sud, le **granite hercynien de Saint-Renan** affleure à l'extrémité occidentale de l'immense batholite (au sens de Pitcher, 1979) médio-armoricain. La mise en place du chapelet de plutons (Saint-Renan, Plounéour-Ménez, Plouaret, Quintin, Moncontour,...) — échelonnée sur plusieurs dizaines de millions d'années (≈ 340 à 300 Ma) — a été contrôlée par le puissant **linéament médio-armoricain à coulissage dextre** (Chauris, 1969). Le pluton de Saint-Renan appartient à la série « S » et son origine est crustale.

● Entre ces deux ensembles, le **massif granitique polyphasé tardi-hercynien de l'Aber-Ildut** représente l'un des éléments majeurs de la grande « traînée moniliforme » des granites rouges d'Armorique septentrionale, individualisée pour la première fois par C. Barrois (1909). Des mesures géochronologiques sur différents plutons occidentaux de cette ceinture batholitique (Aber-Ildut, Carantec, Ploumanac'h) se situent aux alentours de 300 Ma.

L'intrusion du pluton de l'Aber-Ildut est en relation directe avec l'**accident linéaire de Porspoder** (Chauris, 1965c, 1966c), à déplacement senestre (Le Corre *et al.*, 1989). Le pluton appartient essentiellement à la série « I » et son origine est sans doute partiellement mantellique (ou du moins, profonde).

Ainsi la feuille Pouarzel montre les affleurements, presque juxtaposés, de *deux des trois grands ensembles batholitiques hercyniens s.l. du Massif armoricain*. (Seul le batholite leucogranitique d'Armorique méridionale affleure nettement plus au Sud.)

● Dans le granite de Saint-Renan, le **socle cristallophyllien** affleure sous forme de vastes panneaux enclavés. Dans le pluton de l'Aber-Ildut, les enclaves métamorphiques de grande dimension sont, au

contraire, très rares, sauf aux approches de la bordure méridionale du massif. Ces formations métamorphiques anatectiques représentent la partie la plus profonde d'un vaste dôme allongé qui occupe l'axe médian du pays de Léon.

- Plusieurs **fractures transversales** sont occupées par des filons de quartz, de microgranites (≈ 290 Ma) (Chauris *et al.*, 1977) et de lamprophyres (≈ 245 Ma) (Bellon *et al.*, 1985, 1988b).

À Ouessant, une juxtaposition—souvent anormale—d'unités parallèles

Ainsi que l'avait déjà remarqué C. Barrois (1893), la morphologie de l'île d'Ouessant reflète, en première approximation, les grandes lignes de la structure géologique, où apparaissent trois principaux ensembles parallèles : au centre, une dépression essentiellement constituée de micaschistes ; au Sud, un complexe plus résistant formé par un granite intrusif dans des micaschistes (localement associés à de minces bancs d'amphibolites), souvent réduits à l'état de septa ; au Nord, un massif de granite à deux micas, encore plus résistant, en contact, à son extrémité nord, avec des gneiss migmatitiques et des granites anatectiques. Ces trois grands ensembles présentent la direction générale ENE-WSW qui a commandé l'orientation de l'île.

En fait, l'étude lithologique et structurale des différentes unités de l'île incite à penser qu'Ouessant peut être divisée uniquement en deux zones majeures : une zone méridionale qui englobe les micaschistes de la dépression médiane et le granite intrusif du Sud ; une zone septentrionale qui embrasse le complexe migmatitique et les granites à deux micas du Nord. Ces deux zones — de niveau métamorphique nettement différent (micaschistes-migmatites) — sont séparées par une étroite lame de granite porphyroïde rose fortement cataclastique (granite de Lampaul) (Chauris, 1991d).

- **Zone I.** Les micaschistes du sillon médian (ou des baies de Lampaul et du Stiff) et les septa inclus dans le granite à biotite méridional (dit de Porzguen) pourraient constituer, avec les lits de quartzites interstratifiés et les niveaux d'amphibolites associés, les formations les plus anciennes de l'île ou, en tout cas, les moins modifiées. Les micaschistes sont localement recoupés par un pointement allongé de « granite sodique » (granite de Lostlogod) et de nombreux filons satellites microgrenus de même composition (« microgranites » anciens). Le granite de Porzguen recoupe le complexe micaschisteux à l'emporte-pièce.

- **Zone II.** Les éléments les plus anciens sont ici constitués par le complexe migmatitique qui affleure dans les isthmes de Porz Biliek, Porz Kenzi et Porz Yusin et qui vient en contact, plus au Nord, avec les granites anatectiques de Kadoran. Au Sud des isthmes précités, les migmatites sont en contact anormal avec les leucogranites septen-

trionaux où ont pu être distinguées deux venues principales différentes (granite de Bininou et granite de Lokeltas).

La poursuite régulière des divers ensembles géologiques du Léon dans les îles de l'archipel de Molène établit qu'Ouessant constitue l'*affleurement de la zone la plus septentrionale* encore émergée dans le Nord-Ouest de la Bretagne : vers l'Est, les prolongements des formations ouessantines sont masqués sous les eaux de la Manche au large de la côte du pays de Léon.

DESCRIPTION DES TERRAINS

COMPLEXE MICASCHISTEUX (OUESSANT)

ξ. **Micaschistes séricito-chloritiques.** La partie centrale de l'île d'Ouessant est constituée par un complexe de micaschistes séricito-chloritiques. Ces formations tendres sont bien exposées au fond des deux principales baies de l'île : la baie de Lampaul à l'Ouest, la baie du Stiff à l'Est. Entre ces deux coupes naturelles, les affleurements médiocres de l'intérieur confirment la continuité de la formation. La largeur moyenne de cette bande est de l'ordre de 700 m ; au fond de la baie de Lampaul, elle est de 600 m ; à la baie du Stiff, elle atteint près de 1 km. Sa largeur visible est de 3,5 km seulement : elle apparaît ainsi nettement en retrait par rapport aux massifs granitiques du Nord et du Sud de l'île.

Des micaschistes assez comparables, parfois plus muscovitiques, affleurent également au Sud-Ouest de l'île, dans la presqu'île de Feunteun Velen (au fond de l'anse de Porz Kored et à l'Est de Penn ar Gored) sous forme de vastes septa dans le granite de Porzguen.

Les micaschistes, de teinte gris verdâtre, lustrés, sont essentiellement composés de séricite ± chlorite ± quartz ; ils peuvent présenter quelques grandes biotites chloritisées disposées en travers de la schistosité ; dans la presqu'île de Feunteun Velen, la muscovite peut être fréquente. Les minéraux accessoires sont représentés par un plagioclase acide ; le grenat almandin (parfois partiellement chloritisé), à texture légèrement hélicitique, déformant la schistosité, avec développement de quartz dans les ombres de pression ; la staurotide en petits cristaux d'un à deux millimètres, avec bordure et fractures phyllitisées (Sud de la pointe de Kéjou) ; l'andalousite formant des glandules ; la tourmaline brune, automorphe, sécante sur la schistosité (presqu'île de Feunteun Velen).

L'examen des fonds de batées effectuées dans les alluvions des deux ruisseaux drainant la bande micaschisteuse médiane (9 prélèvements) montre la présence constante de grenat et de staurotide, l'andalousite a été décelée dans 5 prélèvements, le disthène n'a pas été observé. Les lentilles de quartz d'exsudation sont très abondantes.

En plusieurs points, les micaschistes renferment des bancs de quartzites séricitiques et de quartzites en plaquettes (Sud d'Aod Korz), trop

minces pour être distingués sur la carte.

Le rattachement du complexe au Briovérien, impossible à prouver, est probable. La paragenèse, avec l'association caractéristique almandin-staurotide, indique un niveau de métamorphisme mésozonal.

Le complexe micaschisteux — constitué essentiellement par des matériaux « plastiques », coincés entre des masses granitiques plus rigides — est intensément plissé et faillé. Dans l'ensemble, les axes de plis oscillent entre N60°E et N90°E. Le pendage du plan de foliation, généralement incliné au Nord, est très variable. Au fond de la baie de Lampaul, le déversement des plis vers le Nord aboutit localement à la formation de plis couchés subhorizontaux. Au fond de l'anse de Porz Kored, le débit des micaschistes en dalles peu inclinées, a motivé jadis leur exploitation. Le plongement de l'axe des plis (baie de Lampaul) se fait vers l'Est et reste généralement faible (de l'ordre de 10°). La schistosité est déformée par des microplis en chevrons serrés et de très nombreuses lentilles de quartz d'exsudation, elles-mêmes très contournées. L'ensemble est haché de failles, bien exposées au fond de la baie du Stiff.

Les quatre analyses chimiques effectuées (tabl. I, 1 à 4 ; voir annexe) indiquent une série alumineuse, riche en fer (et, dans une moindre mesure, en magnésium). Les trois premières, qui concernent le faciès pélitique dominant [(1) baie de Lampaul ; (2) Lostlogod ; (3) Porz Kored], présentent peu de variations significatives et confirment l'homogénéité de la formation sédimentaire. Les teneurs moyennes (t.m.) des éléments majeurs sont les suivantes : $\text{SiO}_2 = 53,70 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24,10 \%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,40 \%$; $\text{MgO} = 2,05 \%$; Na_2O (2 analyses !) = $1,10 \%$; $\text{K}_2\text{O} = 4,80 \%$; $\text{TiO}_2 = 0,90 \%$. La potasse domine très nettement sur la soude ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} : 4,3$). Quelques éléments en traces (1 analyse !) méritent une mention spéciale. Le lithium (329 g/t) présente la plus forte teneur notée dans les roches d'Ouessant (liaison de Li avec les minéraux phylliteux). Les teneurs en chrome (118 g/t), en nickel (56), en cuivre (46), en zinc (118) et en cérium (104), sont relativement élevées.

Le faciès semi-pélitique (analyse 4) se distingue immédiatement de l'association pélitique par sa teneur plus élevée en silice ($\text{SiO}_2 : 59,5 \%$) et ses plus faibles pourcentages en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 : 20,7 \%$), en fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : 6,20 \%$), en magnésium ($\text{MgO} : 1,70 \%$) et en titane ($\text{TiO}_2 : 0,72 \%$) ; la teneur en lithium est significativement plus basse (152 g/t). La teneur en zirconium (447 g/t) reflète l'héritage sédimentaire détritique.

Les mesures de la radioactivité en chocs/seconde au scintillomètre SPP2 présentent peu de variations : baie de Lampaul : 106 ; Porz Kored : 111 ; Est de Penn ar Gored : 123 ; Nord de Kernoaz : 125 ; baie du Stiff : 133. Radioactivité moyenne : 119 c/s. Les écarts ponctuels restent également peu importants (minimum : 96, maximum : 138).

ξ_m. **Micaschistes muscovitiques.** Le long de la côte méridionale de l'île, des environs de la pyramide des Runiou à l'Ouest à la presqu'île de Penn-Arlan à l'Est, soit sur près de 7 km, le granite à biotite de Porzguen renferme d'innombrables septa micaschisteux discontinus, de toutes dimensions (pyramide des Runiou, Roc'h Toull, Porz an Ejen, environs de Penn ar Roc'h, d'Enez an Ein, de Stank Laeron, de la Croix Saint-Paul).

Ces micaschistes se distinguent immédiatement de la formation précédente par l'abondance des paillettes de muscovite, bien visibles à l'œil nu, en lames pœciloblastiques développées en travers de la schistosité. La biotite présente des inclusions à halos pléochroïques. Outre le quartz, on note aussi un peu de plagioclase. La tourmaline apparaît en plages pœciloblastiques (voir la rubrique relative aux processus de tourmalinisation, p. 53). Le grenat, localement abondant, a été décrit pour la première fois par Debeaupuis (1922); il appartient à deux espèces différentes : l'almandin et le grossulaire, avec les formes classiques a², b¹. Les almandins sont rouge violacé, parfois rose pâle; les grossulaires, jaune cannelle. Les grenats s'échelonnent en chapelets de petits individus ou apparaissent en cristaux disséminés de plus grande dimension; les tailles, variables, vont de 3-4 mm à 3-4 cm; ils sont plus ou moins aplatis dans le plan de la schistosité. Les principaux gisements sont situés à Stank Laeron et dans le ledenez de Penn-Arlan. Localement, la roche devient plus riche en quartz et passe au micaschiste quartzique.

Les micaschistes muscovitiques présentent une direction d'ensemble WSW-ENE (plus rarement WNW ou même NE) avec plan de foliation d'inclinaison variable, soit vers le Nord, soit vers le Sud. Le plongement de la linéation s'effectue généralement vers l'ENE et reste relativement peu incliné (de l'ordre de 20°). Parfois apparaissent des charnières de plis antiformes d'amplitude métrique. Les lentilles d'exsudation sont nombreuses. Toute la formation est tronçonnée et faillée.

L'analyse chimique (tabl. I, 5) montre quelques différences par rapport aux micaschistes pélitiques sérécito-chloritiques (tabl. I, 1 à 3), en particulier pour la perte au feu et l'alumine (plus faibles). Par contre, elle se rapproche du faciès semi-pélitique de Porz Kored (tabl. I, 4). La teneur en CaO permet d'expliquer la cristallisation locale d'un peu de grossulaire.

La radioactivité est légèrement supérieure à celle des micaschistes sérécitiques : 124 c/s à la pyramide des Runiou; 139 c/s au Nord de Men Arlan. Moyenne des sites : 131 c/s. Variations ponctuelles : 114 à 150 c/s.

δ. **Amphibolites.** Les deux ensembles micaschisteux précédents renferment des niveaux inframétriques à plurimétriques d'amphibolites (Sud du havre de Korz; environs de Porz Doun; un peu au Sud de la

cale de Penn ar Roc'h; près d'Enez an Ein; près de la Croix Saint-Paul).

Ces roches sont essentiellement constituées de hornblende verte, plagioclase, sphène sublosangique ou xénomorphe, parfois très abondant (près de la Croix Saint-Paul), ilménite, un peu de biotite et quartz subordonné; elles renferment localement du grenat (avec quartz à chlorite). Parfois (environs de Porz Doun), l'amphibolite admet d'étroits rubans de pyroxénite, de teinte vert pâle (type diopside-hédenbergite, associé à du sphène). La texture des amphibolites peut être nettement nématoblastique.

Les amphibolites présentent la même direction et la même foliation générale que les micaschistes encaissants, soit WSW-ENE.

La composition chimique (tabl. I, 6) suggérerait le métamorphisme (mésozonal) de minces coulées basaltiques. Parmi les éléments en traces, on notera la teneur significative en chrome (336 g/t) et la très basse teneur en cuivre (10 g/t).

Comme il est de règle dans les roches basiques, la radioactivité est très basse (52 c/s à Porz Doun) avec de faibles variations ponctuelles (de 45 à 60).

COMPLEXES MIGMATITIQUES

Ouessant

ζM. Migmatites de Porz Kenzi. Les trois indentations côtières situées respectivement au Sud des presqu'îles de Kadoran (Porz Biliek), Penn ar Ru Meur (Porz Kenzi) et Yusin (Porz Yusin) sont constituées par des migmatites dont la largeur d'affleurement ne dépasse guère 150 m. Au Sud, le contact avec le leucogranite de Beninou, originellement à l'emporte-pièce, est à présent faillé; au Nord, le passage est progressif, mais rapide, avec les granites anatectiques de Yusin—Kadoran.

Les migmatiques — comme il est de règle pour ces formations — revêtent des aspects variés. Ici le feldspath apparaît isolément dans une trame micacée; là, il forme de petites lentilles. Localement, le faciès « gneiss ocellé » est bien développé. Souvent, les faciès gneissiques à biotite dominante, à sillimanite en fibres et un peu de tourmaline, sont associés à des bancs de granite à grain fin et de granite porphyroïde, dont les gros feldspaths présentent l'orientation des lentilles quartzo-feldspathiques des gneiss. Les plis pygmatitiques sont fréquents. Les faciès anatectiques hétérogènes, assez porphyroïdes, admettent localement des septa gneissiques. Les gneiss plagioclasiques, subordonnés, sont moins affectés par le développement de l'anatexie et conservent encore leur texture primitive en bancs réguliers. On reconnaît ainsi divers types classiques de migmatites, depuis les faciès

« embréchitiques » jusqu'aux faciès « anatectiques ». Tous les termes existent entre les métatexites et les diatexites. Les pourcentages relatifs entre paléosome et néosome sont très variables.

Dans ces conditions, deux analyses chimiques seulement ne peuvent donner qu'une idée approchée de la composition de la formation. Deux « pôles » opposés ont pu être mis en évidence (tabl. II, 15 et 16) : les gneiss migmatitiques *stricto sensu*, potassiques et faiblement calciques; les gneiss plagioclasiques, plus calciques et faiblement potassiques. Par contre, dans ces deux cas, les compositions restent comparables pour la silice, l'alumine, le fer, le magnésium, le titane,...

Les migmatites sont généralement subverticales et d'orientation d'ensemble E-W. Elles montrent localement un écrasement postérieur WSW-ENE qui se traduit, en particulier dans les faciès plus gneissiques, par des cassures losangiques dues à la superposition d'une schistosité secondaire de cataclase à la foliation métamorphique primitive.

Moins de 2 km séparent les migmatites de Porz Kenzi des mica-schistes mésozonaux de Lampaul—Le Stiff. Cette zone intermédiaire est occupée par trois bandes parallèles de granites différents : le leucogranite de Beninou, le leucogranite de Kokeltas dont la bordure méridionale est intensément écrasée, et le granite rose porphyroïde cataclastique de Lampaul. Ces différents granites jalonnent une importante discontinuité tectonique qui pourrait rendre compte du « hiatus » actuellement observé entre les deux niveaux de métamorphisme.

Les mesures de radioactivité peuvent présenter de fortes variations qui reflètent les différences dans la composition originelle et peut-être plus encore les déplacements de matière liés à la migmatisation. Quelques exemples sont reportés ici :

- gneiss plagioclasique (Porz Kenzi) : 111 c/s (les mesures ponctuelles, de 108 à 114 c/s, indiquent une grande homogénéité);
- septa gneissiques (Porz Kenzi) : 128 c/s (de 114 à 150);
- gneiss migmatitique avec lits quartzo-feldspathiques glanduleux (Porz Yusin) : 125 c/s (de 111 à 150);
- granite anatectique hétérogène, assez porphyroïde (Porz Biliek) : 235 c/s (de 200 à 290);
- septa gneissiques (Porz Biliek) : 148 c/s (de 144 à 150);
- granite anatectique en bancs (Porz Kenzi) : 180 c/s (de 170 à 190).

Ces premières données suggèrent que, dans l'ensemble, la radioactivité des septa gneissiques (138 c/s) est sensiblement moins forte que celle des parties plus franchement anatectiques (207 c/s).

YY. Granites anatectiques de Yusin et de Kadoran. Les bancs de granite à gros grain ou à grain fin qui apparaissent localement dans les gneiss migmatitiques précédents (ZM) dominant ici presque exclusivement. Parfois apparaissent encore de minces lits micacés; les septa gneissiques sont rares et rappellent les faciès situés immédiatement

plus au Sud ; localement, on note la présence de petits grenats dans le paléosome. Les trois presqu'îles de Kadoran, Penn ar Ru Meur et Yusin sont ainsi constituées essentiellement par des granites offrant une alternance de faciès à gros grain (dominants) et de faciès à grain fin (subordonnés).

Les bancs granitiques de texture différente présentent une orientation générale E-W (N85°E) et plongent vers le Nord d'environ 80°. Les feldspaths potassiques porphyroïdes du faciès grossier sont alignés parallèlement à l'orientation des différents bancs. L'ensemble de la formation granitique est rapporté à un complexe anatectique, considéré comme un terme plus profond du complexe migmatitique situé au Sud. Postérieurement à leur formation, les granites anatectiques ont été affectés (comme les gneiss migmatitiques voisins) par une tectonique cisailante senestre WSW-ENE (N70°E). Le cisaillement se traduit par le débitage du granite en petites lames subverticales de quelques millimètres, avec stries de glissement subhorizontales ; localement, les granites passent à de véritables mylonites sur quelques centimètres.

Deux faciès principaux ont été distingués : un *granite à biotite* (Yusin) ; un *granite à deux micas* (Kadoran et Penn ar Ru Meur). Par ailleurs, à la pointe nord de Penn ar Ru Meuraffleure un granite porphyroïde écrasé, pauvre en muscovite, avec des lits de granite à grain fin, de teinte grise ; à la cale de Penn ar Ru Meur,affleure largement un granite fin, gris, dont l'orientation primaire E-W est affectée par un écrasement WSW-ENE.

● Le **granite de Yusin** offre un cachet assez nettement porphyroïde ; il est caractérisé par la présence de biotite assez abondante, riche en inclusions à halo pléochroïque.

L'analyse chimique (tabl. II, 17) souligne une certaine « basicité » (SiO₂ : 66,50 % ; CaO : 1,80 %) et indique des teneurs relativement élevées en fer (Fe₂O₃ : 2,10 %), en titane (TiO₂ : 0,36 %), en baryum (438 g/t), en strontium (208 g/t) et même en cérium (95 g/t).

La moyenne des mesures de radioactivité est de 174 c/s, avec relativement peu de variations ponctuelles (160 à 200).

● Le **leucogranite** grossier (laminé) **de Kadoran** est formé de feldspath potassique (microcline), de 1 à 2 cm, de plagioclase acide avec lamelles de macles tordues, de quartz engrené, de biotite, avec inclusions à halo pléochroïque et de muscovite à extinction onduleuse. À l'extrémité nord de la presqu'île de Kadoran, le granite est localement enrichi en tourmaline.

Les analyses chimiques (tabl. II, 18 et 19) indiquent une « acidité » sensiblement plus élevée (SiO₂ : 72,35) que pour le granite de Yusin, une nette diminution des teneurs en fer, en titane (TiO : 0,06 %), en baryum (151 g/t), en strontium (118 g/t) et en cérium (10 g/t).

Le leucogranite de Kadoran se distingue également du granite à biotite de Yusin sur le plan radiologique : moyenne des mesures, 116 c/s, avec d'assez fortes variations ponctuelles (de 90 à 150). Dans les

zones riches en tourmaline, la radioactivité est encore plus faible : 96 c/s (avec de menues variations : 93 à 102).

La radioactivité du granite porphyroïde de la pointe nord de Penn ar Ru Meur (161 c/s) se rapproche de celle du granite de Yusin ; la radioactivité du granite fin gris de la cale de Penn ar Ru Meur est sensiblement plus élevée (189 c/s), avec des variations ponctuelles de 170 à 210.

γ^4 . **Granodiorite enclavée de Penn ar Men Du.** Dans la presqu'île de Kadoran, en particulier à l'Est de Penn ar Men Du, apparaissent de très vastes enclaves (plusieurs dizaines de mètres d'extension longitudinale, orientation d'ensemble E-W) d'une roche sombre, à composition granodioritique, caractérisée par la présence de hornblende verte, biotite, sphène, ilménite, apatite..., *affectée par une migmatisation hétérogène (diadysites, agmatites)*. Une granodiorite comparable (à hornblende verte, biotite, sphène, apatite) forme un mauvais affleurement dans la dépression séparant l'île de Keller de Keller Vihan.

Plouarzel

À terre, les diverses venues granitiques de la feuille Plouarzel sont intrusives ou en contact par faille avec des formations hautement métamorphiques. Schématiquement, deux ensembles différents peuvent être distingués spatialement :

— au Nord du linéament de Porspoder, le complexe migmatique de Landunvez où dominant les granites d'anatexie, affleure très largement ; des formations basiques, plus difficilement remobilisées lors de la migmatisation, sont localisées à l'extrémité septentrionale de la feuille, au Nord de Portsall. Aux granites anatectiques à gros grain, plus ou moins porphyroïdes, sont associés des granites à grain fin, dont l'origine première est probablement aussi anatectique ;

— au Sud du linéament de Porspoder, dans la zone occupée par les massifs granitiques de l'Aber-Ildut et de Saint-Renan, les formations métamorphiques sont nettement moins étendues. Une bande de migmatites sépare localement (à la côte) la bordure méridionale du granite de l'Aber-Ildut de la bordure septentrionale du granite de Saint-Renan. Ces deux plutons sont typiquement intrusifs dans ce panneau cristallophyllien.

Les migmatites conservées dans le granite de Saint-Renan représentent, dans l'ensemble, les termes les plus profonds de la série cristallophyllienne, à métamorphisme croissant du Sud au Nord, mis en évidence sur les feuilles à 1/50 000 Brest et Le Conquet (avec les éléments principaux suivants : schistes séricito-chloritiques de l'Elorn ; micaschistes à almandin et staurotide du Conquet ; gneiss à sillimanite de Porzmoguer ; migmatites de Plouarzel). L'incertitude qui règne sur l'âge du métamorphisme progressif de ce vaste ensemble, développé selon toute probabilité aux dépens de formations briovériennes, entraîne *ipso facto* une interrogation sur l'âge des migmatites enclavées

dans le granite de Saint-Renan. Les migmatites beaucoup plus rarement observées dans le pluton de l'Aber-Ildut (où elles sont plus spécialement reconnues dans sa partie méridionale) ne peuvent à l'évidence être séparées des migmatites incluses dans le granite de Saint-Renan et seront regroupées avec elles dans la description.

YM. Granite migmatitique porphyroïde de Landunvez. De magnifiques affleurements, presque continus, jalonnent la côte de la partie septentrionale de la feuille, dès le Nord de Porspoder (presqu'île Saint-Laurent, presqu'île de Saint-Gonvel, pointe de Landunvez). En mer, la formation réapparaît dans les récifs des Liniou, à l'île d'Iock, dans une partie importante des Roches de Portsall.

Le faciès le plus fréquent est représenté par un *granite porphyroïde* blanc-gris (quand il est frais, comme dans les déblais rejetés sur l'estran lors de la construction d'un blockhaus à Dourlannoc au Nord-Est de Portsall). La légère orientation observée, marquée par un grossier parallélisme des feldspaths potassiques et par des traînées floues de biotite, est en bon accord avec les transitions aux septa de migmatites gneissiques subordonnées (et avec les levés sur la feuille Plouguerneau où les termes moins évolués, gneiss migmatitiques, sont plus répandus) pour établir l'origine anatectique du complexe. L'hétérogénéité de la roche se traduit, sous l'effet de l'érosion différentielle, par des formes bizarres qui confèrent leur cachet étrange aux rivages (corniche de Landunvez). Grands microclines perthitiques maclés Carlsbad, oligoclase, quartz xénomorphe et biotite à inclusions pléochroïques sont les constituants dominants; les autres minéraux, subordonnés, sont représentés par la muscovite, l'apatite (prismes hexagonaux), parfois le grenat et la tourmaline.

Aux approches de l'accident linéaire de Porspoder, on note l'apparition d'une foliation de cataclase plus ou moins accentuée, pouvant aller jusqu'à la formation de *mylonites* avec débit en plaquettes et développement de muscovite secondaire. Ces faciès écrasés sont bien exposés dans les récifs de Mouzou Bras (anse de Porspoder) et surtout dans les récifs des Liniou. À Mouzou Bras, la foliation, orientée N60°E est inclinée au Nord; aux Liniou, l'orientation est N60 à N70°E, mais le pendage se fait constamment au Sud.

La composition chimique de 3 échantillons du granite migmatitique de Landunvez est reportée dans le tabl. IV, 38 à 40. Les caractères essentiels sont les suivants (moyenne de 3 analyses) : basicité relative (SiO_2 : 67,10 %; CaO : 1,86 %); teneur assez élevée en fer (Fe_2O_3 : 2,53 %); net cachet potassique (K_2O : 6 %). D'assez fortes variations apparaissent pour certains éléments en traces (en ppm) : Ba va de 373 à 1079; Sr de 135 à 307; Zr de 281 à 504..., reflétant l'inhomogénéité des séries soumises à l'anatexie et les « caprices » de l'anatexie elle-même.

Des mesures systématiques de radioactivité ont été effectuées sur 5 sites différents. La radioactivité moyenne est de 186 c/s, avec des

variations ponctuelles assez sensibles (de 120 à 270 c/s), tout à fait normales pour des roches hétérogènes.

Un échantillon prélevé à Dourlannoc a fait l'objet d'analyses géochronologiques (Leutwein *et al.*, 1969). La roche totale a donné 470 ± 30 Ma (avec le coefficient 0,712). Il pourrait par suite s'agir d'une formation précambrienne fortement rajeunie, car les biotites donnent 290 ± 10 Ma en K/Ar et également en Rb/Sr. Des analyses sur zircon permettraient peut-être de résoudre le problème posé.

La *monazite* est, avec le grenat, le minéral lourd caractéristique des formations migmatitiques granito-gneissiques du complexe de Landunvez. Cette interprétation s'appuie sur les observations suivantes :

— une liaison spatiale très nette se manifeste entre les concentrations alluvionnaires littorales à monazite et le complexe migmatitique (et ses prolongements ennoyés dont seuls émergent d'innombrables récifs). Les teneurs chutent brusquement, tant au Sud-Ouest (avec l'affleurement du granite de l'Aber-Ildut) qu'au Nord-Est (avec l'apparition du granite de Brignogan) des limites du complexe (fig. 1). La faiblesse des teneurs en monazite au contact des diorites migmatitiques (Nord de Portsall) indique toutefois que ces formations basiques, spatialement subordonnées dans le complexe à dominante granito-gneissique, sont stériles.

La teneur moyenne des 26 prélèvements effectués dans les petits placers littoraux du district, entre Porspoder et Guisseny (feuille Plouguerneau) s'élève à 7 % en poids des minéraux lourds (avec un maximum de 15,6 %), ce qui est tout à fait exceptionnel en Bretagne. Le spectre minéralogique de ces placers à monazite est dominé par deux minéraux ubiquistes : l'ilménite (36,9 %) et le grenat (36 %) ; les minéraux accessoires sont représentés ici par l'amphibole, l'apatite, le sphène, la magnétite, le rutile, la tourmaline, le zircon (Chauris, 1991a).

Sur les estrans, la monazite se concentre localement vers les parties hautes des plages avec les autres minéraux lourds. Sa présence est décelée au scintillomètre SPP2 qui indique dans les zones les plus riches en ce minéral (par exemple près de Beg ar Galet) une radioactivité élevée (de l'ordre de 1200 c/s) ;

— l'examen des cartes de prospection alluvionnaire des ruisseaux à la batée (feuilles Plouarzel, Plabennec et Plouguerneau de l'atlas inédit du BRGM) établit une liaison frappante entre les teneurs significatives en monazite (parfois > 1 kg/m³ juste à l'Est de la feuille Plouarzel) et le complexe migmatitique. Les teneurs élevées observées entre Porspoder et Landunvez, un peu au Sud du complexe migmatitique, s'expliquent par les dernières transgressions qui ont légèrement refoulé vers l'amont les concentrations de minéraux lourds ;

— à défaut du broyage de la roche-mère présumée, le débourage, puis la concentration à la batée des formations aréniques limoneuses qui proviennent directement de sa décomposition météorique superficielle, permettent d'obtenir des concentrés significatifs en monazite.

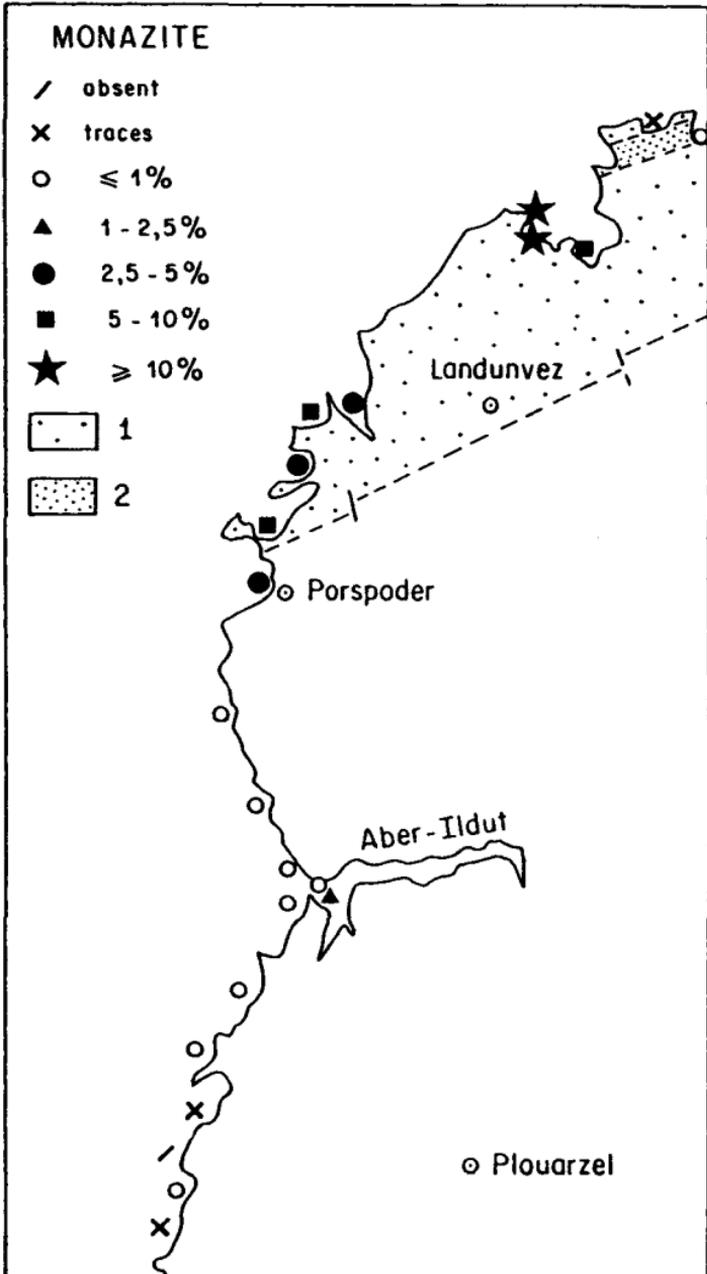


Fig. 1 - Relation spatiale entre la monazite et le complexe migmatitique de Landunvez. Concentration de monazite dans les petits placers littoraux. Pourcentage par rapport au poids total des minéraux lourds. 1 : complexe anatectique de Landunvez ; 2 : diorites migmatitiques.

Les données suivantes (communiquées par la SAPEM) concernent un prélèvement effectué près du lieu-dit Creac'h Avel (sur la feuille Plouguerneau) : poids sec, avant débouillage, 2983 g ; poids total des minéraux lourds, 14,65 g (soit 0,49 %) ; poids de la monazite, 11,67 g (soit 0,39 %) ; poids des autres minéraux lourds (ilménite, grenat...), 2,98 g. Ainsi, en ce point, le pourcentage de la monazite par rapport aux autres minéraux lourds de l'arène limoneuse s'élève à 79,6 %. Ce très fort pourcentage prouve que la monazite est un minéral lourd essentiel du complexe migmatitique.

Υ⁴M. Granodiorites à grain fin. Des granitoïdes à grain fin, le plus souvent de teinte grisâtre, affleurent en plusieurs points dans le complexe des granites migmatitiques porphyroïdes de Landunvez où ils restent toutefois nettement subordonnés. Ils sont souvent trop minces pour pouvoir être figurés sur la carte où seules les principales occurrences ont été représentées (Beg ar Garo, Sud-Ouest du château de Trémazan, Bar al Lan, ; le Grem et l'île Verte [Roches de Portsall],...). Ils ont parfois été exploités en carrière (Beg ar Garo). Dans certains cas, ils semblent « interstratifiés » dans la série anatectique à gros grain, dont ils paraissent représenter des niveaux de composition originellement différente ; dans d'autres cas, ils recoupent les granites migmatitiques encaissants et pourraient alors constituer des termes particulièrement anatectiques, localement extravasés.

Ces granitoïdes tranchent nettement sur les granites porphyroïdes blanc-gris encaissants, non seulement par leur teinte plus sombre et leur granulométrie plus fine, mais aussi par leur composition à tendance granodioritique. Les analyses chimiques confirment ces premières impressions (tabl. IV, 41 à 43 ; moyenne des 3 analyses) : basicité nettement plus accusée (SiO_2 : 64,70 % ; CaO : 2,56 %) ; teneur élevée en fer (Fe_2O_3 : 3,16 %) ; pour les éléments en traces, les teneurs moyennes en strontium et baryum sont singulièrement fortes (en ppm, Sr : 550 ; Ba : 980).

En fait, ces formations à grain fin regroupent, selon toute probabilité, des ensembles de composition et d'origine primitivement différentes, dont la connaissance précise demanderait sans doute autant d'analyses qu'il y a d'occurrences ! La plupart d'entre elles présentent une radioactivité assez faible (157 c/s, mesures effectuées sur 3 sites, avec des variations ponctuelles de 108 à 230 c/s). Par contre, près de Bar ar Lan, sur la rive gauche de l'embouchure de la petite ria, affleure une formation singulièrement radioactive (moyenne de 520 c/s sur 23 mesures, avec des variations ponctuelles de 350 à 750), par suite de l'abondance de petites inclusions à halos fortement pléochroïques contenues dans la biotite ; cette formation se classe ainsi parmi les granitoïdes les plus radioactifs de Bretagne.

ηM. Diorites micacées migmatitiques de Portsall. Au Nord de Portsall, entre Prat Leac'h-Kerros, le Sud de l'île Carn et les environs de Doullannoc, le granite migmatitique porphyroïde de Landunvez admet une puissante formation basique, probablement à composition pri-

mitive de diorite (?), plus ou moins modifiée par l'anatexie régionale. Cette formation représente l'affleurement le plus occidental d'un complexe qui a pu être suivi d'une manière discontinue, dans les migmatites, au moins depuis la grève de Zorn (feuille Plouguerneau), soit au total sur une vingtaine de kilomètres. De beaux affleurements de migmatites hétérogènes, avec faciès d'agmatites développées à partir de ces roches basiques, sont exposés sur l'estran, en particulier à Prat Leac'h-Kerros et près du feu de Penvir.

Les diorites se présentent fréquemment sous forme de masses oblongues au sein d'une arène brunâtre. Elles offrent une teinte gris-noir bleuté, un grain assez fin ; elles sont riches en biotite et en hornblende verte. Le sphène en plages de grande dimension est très abondant. Le développement de la biotite paraît dû, au moins en partie, aux processus de migmatisation. Ça et là, des boules lenticulaires de diorite paraissent avoir mieux résisté à la tentative d'assimilation. La roche basique, plus ou moins orientée, présente localement des lentilles irrégulières subparallèles de feldspaths roses d'assez grande dimension et des différenciations à amphibole. Un peu de quartz est observé au microscope.

Quatre analyses chimiques ont été effectués (tabl. V, 46 à 49). Malgré des variations tout à fait normales, la composition d'ensemble reste assez homogène (SiO_2 : 54,35 % ; Fe_2O_3 : 7,10 % ; MgO : 4,3 % ; CaO : 5,8 %). Le pourcentage relativement élevé en sphène rend compte de la teneur en titane (TiO_2 : 1,31) ; l'apatite explique le pourcentage significatif en phosphore (P_2O_5 : 0,34 %). La faible radioactivité des diorites migmatitiques (moyenne 108 c/s pour 3 sites) indique que le zircon (vu la teneur assez forte en Zr de la roche: 328 ppm) est faiblement thorifère.

Le *sphène* est le minéral lourd caractéristique des diorites micacées migmatitiques de Portsall. L'examen systématique des concentrations de minéraux lourds observés sur les estrans de la feuille Plouarzel est très instructif à ce sujet. Le sphène est pratiquement absent des prélèvements effectués entre la pointe de Korsenn (juste au Sud de la feuille Plouarzel) et Porspoder ; quelques traces (maximum 0,3 % en poids des minéraux lourds) apparaissent entre Porspoder et Portsall. Les teneurs augmentent brusquement (8 % !) à Kerros, au Nord de Portsall et restent relativement élevées sur plusieurs kilomètres en direction de l'Est.

Cette répartition indique à l'évidence que l'origine du sphène des accumulations littorales de sables lourds est à rattacher aux affleurements de diorites. La profonde arénisation de la roche a permis la libération d'une grande quantité de ce minéral. À partir de cette source primaire, le déplacement du sphène sur les estrans s'est effectué essentiellement en direction de l'Est par la dérive littorale.

Par ailleurs, les teneurs élevées en sphène peuvent être corrélées avec les fortes teneurs en apatite (8,4 % à Kerros) et en amphibole

(76,5 % également à Kerros) dont l'origine se rattache aux mêmes diorites migmatitiques.

eζM. Migmatites enclavées. Les paquets et panneaux de gneiss migmatitiques enclavés dans le massif granitique de l'Aber-Ildut sont, le plus souvent, de faible dimension (quelques dizaines de centimètres à quelques mètres) et alors impossibles à représenter sur la carte à 1/50 000. Ils ont été notés, en particulier, sur la rive sud de l'embouchure de l'Aber-Ildut (entre Beg ar Groaz et la cale), dans le récif de Men Garo au large du débouché de la ria, en plusieurs points dans la presqu'île de Porzpaul, au Sud de l'anse de ce nom, dans la partie nord-ouest de l'île Balanec. Les mesures de direction de ces enclaves, à l'évidence déplacées, sont sans signification structurale (N25°E à Men Garo; N30°W et N100°E dans la presqu'île de Porzpaul,...). Le principal intérêt de ces formations est de préciser la nature de l'encaissant granitique. Les panneaux en contact avec le granite de Saint-Renan sont beaucoup plus nombreux et de dimensions nettement plus importantes. Un large septum (quelques centaines de mètres) sépare les deux complexes granitiques.

Ces formations migmatitiques présentent une forte hétérogénéité. La grande diversité des faciès observés (métatexites, diatexites, nébulites, anatexites,...) peut être due la transformation plus ou moins poussée de la série cristallophyllienne et/ou à la présence de contacts anormaux juxtaposant des éléments originellement plus distants. Très fréquemment, l'ancien fond gneissique forme des septa micacés lenticulaires, fusiformes, effilochés, de dimension très variable, dans un ensemble à dominante quartzo-feldspathique. Biotite, muscovite, plus rarement grenat et sillimanite, sont les minéraux caractéristiques. Les plissements de type ptygmatitique sont fréquents. À la pointe de Porzpaul, la biotite forme une concentration lenticulaire, à tendance monominérale. Lorsqu'elles sont altérées, les anatexites sont parfois difficiles à distinguer du granite de Saint-Renan.

Le tableau V (analyse 44) donne la composition chimique d'un gneiss migmatitique des environs de Porz a Vigné. On notera en particulier les fortes teneurs en fer (Fe_2O_3 : 7,5 %) et, toute proportion gardée, en magnésium (MgO : 2 %), dues à l'abondance de la biotite. Ces caractères s'accroissent singulièrement dans la lentille biotitique de Porzpaul (tabl. V, 45 : Fe_2O_3 , 17,25 %; MgO , 4,65 %). Les teneurs en certains éléments en traces (en ppm) méritent ici une mention spéciale : Li, 1211; V, 297; Zn, 363; Nb, 118; Sn, 77; La, 126; Ce, 239; Zr, 816. Des mesures au scintillomètre SPP2 sur les migmatites enclavées dans le granite de la pointe de Porzpaul ou au contact du granite de Saint-Renan, indiquent une radioactivité relativement faible (moyenne de 4 sites : 131 c/s, avec des variations allant de 96 à 171 c/s).

INTRUSIONS SODIQUES À AFFINITÉ TRONDHJÉMITIQUE (OUESSANT)

Ces roches constituent l'un des ensembles les plus originaux de l'île d'Ouessant. Deux faciès ont été distingués : un faciès grenu qui forme le stock de Lostlogod, un faciès microgrenu, en filons (ou en stock), tant au Sud de Lostlogod dans les falaises de la baie du Stiff qu'au fond de la baie de Lampaul. Dans tous les cas, ce sont les roches hololeucocrates, caractérisées par une composition chimico-minéralogique singulière (en particulier un rapport soude/potasse élevé) qui indique une affinité trondhjémitique (Chauris, 1991c). Ces formations sodiques sont intrusives dans les micaschistes de la dépression médiane ; elles n'ont pas été observées dans les micaschistes méridionaux. Le boudinage des filons dans les micaschistes indique une mise en place relativement précoce.

η. **Faciès grenu.** Observé uniquement aux environs de Lostlogod entre Poull Ifern au Nord et Porz Ligoudou au Sud, il forme un stock d'au moins 1 km de long, orienté approximativement WSW-ENE, sur environ 200 m de large au maximum. Il renferme de nombreux septa allongés de micaschistes, intensément plissés et faillés. Des miroirs de faille verticaux N60°E indiquent la présence de déplacements senestres. Quelques filonnets de quartz améthyste le recourent selon une direction subméridienne. Il a été exploité pour l'empierrement et l'enrochement dans plusieurs petites carrières ouvertes à proximité du port du Stiff.

À l'état frais, c'est une roche blanche, grenue, remarquable par l'abondance des plagioclases acides automorphes, à section presque carrée (jusqu'à 6-7 mm), aux macles montrant des traces de déformation mécanique, avec quartz à extinction roulante, rare biotite chloritisée et muscovite sporadique tardive, non déformée,... Elle renferme parfois quelques plages de mispickel, généralement altérées et formant alors des taches rouille.

Elle est caractérisée chimiquement (tabl. I, 7 et 8) par une forte teneur en soude et un haut rapport soude/potasse ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4,5$). Les teneurs en éléments ferro-magnésiens et surtout en titane sont basses (TiO_2 : 0,13 %). Mis à part le strontium (477 g/t) et, dans un moindre mesure, le baryum (272 g/t), les teneurs des autres éléments en traces analysés restent faibles. Par sa composition, le stock de Lostlogod s'apparente à la trondhjémitite. Sa radioactivité est très basse (47 c/s), avec de faibles variations ponctuelles (de 42 à 54 c/s).

μη. **Faciès microgrenu.** Formant plusieurs occurrences (outre celle de Lostlogod) sur les rives de la baie du Stiff (en particulier à l'Est de Porz an Dour) et de la baie de Lampaul (en particulier à la pointe située au Sud du port), le complexe filonien se poursuit vers l'Ouest dans la baie de Lampaul (affleurement à la « balise orientale » indiquant l'entrée du port). Du fait des médiocres conditions d'observation,

il a été rarement noté dans la dépression centrale de l'île (près de Lann ar Chrac'h) où sa présence ne fait cependant aucun doute.

À la pointe de Porz paul, les micaschistes apparaissent comme « lar-dés » par de nombreux filons leucocrates qui se détachent nettement sur le fond sombre de la roche encaissante. Leur puissance va de quelques dizaines de centimètres, voire moins, à plusieurs mètres. Ils sont souvent subverticaux, à pendage N. Les micaschistes encaissants sont localement réduits à l'état de minces septa, pénétrés irrégulièrement par les filons, eux-mêmes plissés. Les filons sont affectés par des failles WSW-ENE et, par suite, antérieurs à la tectonique cisailante tardive. À la pointe située à l'Est de Porz an Dour, affleure un stock d'une centaine de mètres de puissance, encombré de septa et d'enclaves de micaschistes. Dans une autre pointe au Nord-Ouest de Porz an Dour, les micaschistes sont parcourus par de nombreux filons, intensément contournés, boudinés et faillés. En plusieurs points, des cisaillements senestres N60°E affectent les filons.

Ces différentes occurrences présentent des caractères pétrographiques comparables : texture microgrenue, phénocristaux subautomorphes de plagioclases acides, millimétriques, finement phyllitisés, aux lamelles de macles tordues, dans un fond très fin de quartz, plagioclase, phyllites, ... ; la muscovite forme de minces traînées onduleuses. Les fissures sont parfois tapissées de dendrites de manganèse.

La composition chimique (tabl. I, 9 à 11) reste homogène et comparable à celle du faciès grenu de Lostlogod, confirmant qu'il s'agit de l'injection d'un même magma. Le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est élevé. Ici aussi, les teneurs en éléments en traces restent basses, sauf en ce qui concerne le strontium (538 g/t) et, dans un moindre mesure, le baryum (258 g/t). Par leur composition minéralogique et chimique, ces intrusions microgrenues d'Ouessant s'apparentent aux microtrondhjémites. Leur radioactivité est encore plus faible que celle du faciès grenu (25 c/s à Porz an Dour, 38 c/s à la pointe de Porz paul; moyenne des deux sites : 31 c/s; variations ponctuelles de 21 à 42).

GRANITOÏDES ET FORMATIONS ASSOCIÉES

Ouessant

γ^2 . **Granite à biotite de Porzguen.** Un granite grossier légèrement porphyroïde, plus ou moins orienté, de teinte grisâtre — qui sera dénommé granite de Porzguen —, constitue le principal ensemble de la partie méridionale d'Ouessant, de Penn ar Gored au ledenez de Penn-Arlan, sur plus de 7 km; sa largeur d'affleurement maximale est un peu supérieure à 1 km. Sa partie orientale (presqu'île de Penn-Arlan) est décrochée vers le Nord d'au moins 500 m, par une faille senestre, orientée N15°E, entre la plage de Porz Arlan et la crique de Porz Aheac'h. Ses limites réelles (sauf au Nord) sont masquées par la mer et demeurent encore imprécisées. Selon toute probabilité, le granite

pourrait se poursuivre vers l'Est au moins jusqu'à la tourelle de Men-Korn; vers l'Ouest, au moins jusqu'aux hauts-fonds d'Ar Vridig. Au Nord de son affleurement principal, le granite émet des satellites parallèles (pointe de Kéjou en baie de Lampaul; rive sud de la crique de Porz an Dour en baie du Stiff; environs de la chapelle de Kerber; abords du village de Penn-Arlan).

Le granite de Porzguen admet de très grands septa allongés de micaschistes séricito-chloritiques à Porz Kored et à l'Est de Penn ar Gored. Les septa de micaschistes muscovitiques, visibles un peu partout le long des affleurements côtiers méridionaux (environs de la pyramide des Runiou, de Roc'h Toul, de Porz an Ejen et de Penn ar Roc'h, Enez an Ein, Stang Laeron, Sud-Est de la Croix Saint-Paul) et, plus difficilement, dans les rares affleurements de l'intérieur (carrière au Sud de Toul-al-Lan), sont de dimensions plus restreintes. Les relations du granite de Porzguen avec les micaschistes à muscovite sont de deux types. Dans le premier cas, il injecte les micaschistes sous forme de filons, voire de filonnets lenticulaires, fusiformes, parallèles à l'orientation du socle cristallophyllien (par exemple à Stang Laeron); dans le deuxième cas, il recoupe et enclave à l'emporte-pièce les micaschistes (et éventuellement les amphibolites associées) (par exemple à Enez an Ein, Penn-Arlan). Ces relations ne laissent aucun doute sur le caractère intrusif du granite de Porzguen dans un socle mésozonal. Elles suggèrent en même temps que des particularités structurales ont contrôlé les modalités de la mise en place du granite (pénétration lit par lit ou injection dans des zones disloquées). La foliation du granite, la situation de ses satellites et la disposition des septa micaschisteux, suggèrent que l'intrusion de Porzguen représente l'affleurement d'un pluton allongé, affecté, au moins localement, par des cisaillements senestres orientés WSW-ENE.

Le granite de Porzguen est très souvent recoupé par d'innombrables filons minces de granite fin à tourmaline et d'aprites (parfois à grenat), de composition totalement différente, qui laissent présumer la présence en profondeur d'une autre venue granitique (endogranite) dont ces filons seraient les émanations apicales.

À l'œil nu, le quartz du granite de Porzguen se dispose en traînées légèrement onduleuses formant des microlentilles de plus d'un centimètre de long sur 1 à 2 mm de large, parallèles à l'orientation de la biotite. Sur ce fond se détachent les feldspaths, la plupart de petite dimension, avec çà et là des cristaux de 1 à 2 cm, à section presque carrée, qui confèrent au granite une tendance porphyroïde. Ces feldspaths sont caractérisés par l'abondance de la biotite englobée et par leur disposition oblique à l'orientation de la roche (*cf.* phénoblastes). Localement (pointe de Kejou), le granite est légèrement écrasé selon la direction WSW-ENE et offre alors un habitus orthogneissique. L'orientation du granite se manifeste par une structure en gros bancs; elle peut être soulignée par de minces zones plus micacées. Une linéation inclinée faiblement vers l'ENE est localement bien marquée.

Au microscope, le granite apparaît constitué de grands plagioclases (oligoclase) automorphes zonés, plus ou moins séricitisés (avec lamelles de macles parfois légèrement tordues), de feldspath potassique (microline à la pointe de Kejou, Roc'h Legek), avec myrmékites, quartz à légère extinction onduleuse (parfois engrené et à extinction roulante, comme à la pointe de Kejou), biotite assez abondante (avec inclusions à halo pléochroïque et apatite) parfois développée principalement autour des feldspaths porphyroïdes, et, localement, un peu de tourmaline brune (très certainement formée sous l'influence des filonnets leucogranitiques à tourmaline qui recourent tardivement le granite). La muscovite est absente ou rare; la biotite peut être décolorée et chloritisée. Les mesures du triclinisme des feldspaths potassiques aux rayons X ont donné des valeurs moyennes à très fortes.

Les trois analyses chimiques effectuées (tabl. I, 12 à 14) montrent, dans l'ensemble, une grande homogénéité de composition. La teneur moyenne (t.m.) en SiO_2 est relativement basse : 66,95 %. L'abondance de la biotite se traduit par des pourcentages relativement élevés en fer (Fe_2O_3 tot. : 3,19 %) et en magnésium (MgO : 1,53 %). La faiblesse de la différenciation magmatique est soulignée par les teneurs relativement élevées en Ba (707 g/t) et en Sr (260 g/t) (1 analyse). Au total, il s'agit d'un granite calco-alcalin, avec $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 1$, à tendance granodioritique (CaO : 2,16 %).

La radioactivité moyenne (mesurée en chocs par seconde au scintillomètre sur 11 sites différents) est de 169 c/s, avec toutefois d'assez fortes variations ponctuelles (de 120 à 270 c/s).

ΥB . Leucogranite de Béninou. Entre Beg Piniglou à l'Ouest et Toul Auroz à l'Est, le long de la rive méridionale de la baie de Béninou, affleure un leucogranite, en contact par faille avec le complexe migmatitique de Porz Kenzi. Son extension longitudinale visible est de 4 km; sa largeur maximale de 0,8 km. Dans l'ensemble, il apparaît en creux par rapport au leucogranite de Lokeltas qui le limite au Sud; les relations précises entre les deux granites n'ont pu être déterminées.

C'est une roche à grain fin à moyen, à deux micas, parfois orientée et même écrasée. Elle présente une composition assez comparable à celle du leucogranite de Lokeltas dont elle n'avait pas été séparée jusqu'ici. Elle s'en distingue chimiquement (tabl. II, 20 et 21) par sa « basicité » relative (SiO_2 : 68,05 %), sa plus forte teneur en fer (Fe_2O_3 : 1,75 %), en titane (TiO_2 : 0,27 %), en baryum (432 g/t), en strontium (174 g/t), en cérium (49 g/t). Sa radioactivité est en moyenne (7 sites différents) très légèrement supérieure (141 c/s), avec, toutefois, des variations ponctuelles assez fortes (de 113 à 185).

ΥL^2 . Leucogranite de Lokeltas. Un granite à deux micas constitue l'ossature septentrionale de l'île d'Ouessant, de la pointe de Pern à l'Ouest à la pointe de Bac'haol à l'Est, sur plus de 8 km de long. Ce massif allongé va en s'élargissant progressivement d'Est (0,6 km) en

Ouest (au moins 1,6 km). Sa bordure sud, rectiligne (mis à part les failles de décrochement tardives), est fortement laminée et mylonitisée, tandis que sur sa bordure nord l'écrasement reste, généralement, localisé.

L'île de Keller, au Nord d'Ouessant, est également formée par un leucogranite (un peu porphyroïde, à deux micas). Dans la moitié sud-est de Keller, la roche est laminée (N70°E), avec débitage en lames subverticales ou à fort pendage N; elle évoque le leucogranite anatectique de Kadoran (auquel elle a été rattachée sur la carte); vers le Nord, l'écrasement s'estompe progressivement puis disparaît, si bien que dans la moitié nord-ouest de l'île de Keller, ainsi qu'à Keller Vihan, le granite (légèrement porphyroïde) est indemne de toute cataclase.

Le leucogranite de Lokeltas est généralement une roche assez grossière, leucocrate, avec feldspath potassique, plagioclase acide, quartz, biotite et muscovite; elle présente assez fréquemment (presqu'île de Lokeltas) des amas pluricentimétriques disséminés de tourmaline pœcilitique (subautomorphe, brune au microscope). Un examen attentif permet de déceler localement une légère foliation primaire E-W (soulignée par la biotite et le quartz), qui peut être plus ou moins masquée par la foliation secondaire liée aux cisaillements WSW-ENE.

Le long de la côte septentrionale de la presqu'île de Lokeltas (d'Aod Meur à la pointe de Créac'h), le granite présente un léger écrasement subvertical selon la direction N70°E. Cet écrasement, oblique par rapport à la foliation primaire, provoque une foliation secondaire de cataclase, allant localement jusqu'à la formation de mylonites (avec stries de glissement subhorizontales). Le plus souvent, l'écrasement se manifeste seulement le long de « couloirs » de quelques dizaines de centimètres à plus d'un mètre de puissance; entre ces bandes, le granite n'est guère affecté.

Le long de sa bordure méridionale, depuis le Sud de Parluc'hen dans la baie de Lampaul jusqu'au Stiff, le granite à deux micas est fortement tectonisé sur plusieurs dizaines de mètres de large selon la direction N70°E. L'écrasement revêt deux modalités différentes. (1) Dans le premier cas, comme au Sud du phare du Stiff, le granite est orienté et laminé; le quartz forme des lentilles discontinues; les plagioclases présentent des lamelles de macles tordues, la muscovite est ondulée, la biotite a pratiquement disparu. (2) Dans le second cas, comme dans les falaises de la baie de Lampaul et de la baie de Poull Ifern, le granite n'offre plus aucune orientation; la roche, broyée, montre les traces d'un violent écrasement: les lamelles de macles des plagioclases sont tronçonnées, décalées, le quartz est très engrené, à extinction roulante. L'examen de l'écrasement à Poull Ifern permet d'établir la postériorité du broyage (2) par rapport au laminage (1). Par ailleurs, en ce point (Poull Ifern), une bande argileuse gris verdâtre, de 10 cm de puissance, à pendage S de 70°, représente le terme ultime (« à froid ») du broyage.

Les analyses chimiques (tabl. II, 22 à 24) indiquent une composition qui rappelle celle du granite anatectique à deux micas de Kadoran (tabl. II, 18 et 19). Cette observation et l'aspect même de la roche laissent à penser que le leucogranite de Lokeltas pourrait représenter le terme ultime de l'évolution, en profondeur, du complexe anatectique du Nord de l'île, injecté ici, plus tardivement, dans une zone de discontinuité tectonique (granite de suture). Son allure en massue s'élargissant vers l'Ouest suggère que le massif est particulièrement extravasé dans cette direction; cette interprétation s'accorde avec le développement dans ce secteur d'une paragenèse pneumatolytique (tourmaline) disséminée.

Un échantillon prélevé à Roc'h Villou à l'ENE du phare de Creac'h a fait l'objet d'une analyse géochronologique, par la méthode Rb/Sr sur minéraux séparés (Leutwein *et al.*, 1969) :

— biotite - 264 ppm Rb; 23 ppm Sr; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: 32,87; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,858. Âge : 303 ± 5 Ma;

— muscovite - 850 ppm Rb; 10,5 ppm Sr; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: 236,89; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 1,788. Âge : 309 ± 5 Ma.

Des mesures systématiques de la radioactivité ont été effectuées sur 16 sites différents. Dans son ensemble, la radioactivité est relativement faible : 134 c/s. Les mesures suggèrent des différences assez sensibles entre une zone est (moyenne de 5 sites : 158 c/s) et une zone ouest (moyenne de 10 sites : 124 c/s). On notera par ailleurs la grande homogénéité des mesures à l'extrémité occidentale de la presqu'île de Lokeltas (5 sites ayant donné respectivement 129, 126, 24, 126, 130 c/s).

*my*³L. **Granite porphyroïde rose cataclastique de Lampaul.** Les micaschistes de la dépression médiane de l'île d'Ouessant sont en contact tranché (visible à la base de la jetée orientale du port de Porz-paul) avec un granite porphyroïde, rosé, cataclastique, localement très écrasé, jusqu'à devenir méconnaissable. Au Nord du port, ce même granite est en contact faillé avec la bordure méridionale du leucogranite de Lokeltas, lui-même fortement broyé. Entre les deux contacts, la largeur d'affleurement du granite porphyroïde est ici d'environ 300 m. À l'Ouest du port, le même granite affleure dans les récifs de la baie de Lampaul, en particulier à la Tourelle Rouge, à Trug Bihan, à Trug Bras et surtout dans l'îlot de Youc'h Korz. À l'Est du port, à l'intérieur de l'île, les affleurements deviennent rapidement très médiocres, voire inexistant; nous avons pu jadis (1964) observer le granite dans les fondations du barrage — alors en construction — de la retenue d'eau, édifié sur le Stang Maerdi, et au Sud-Est du réduit Saint-Michel. Le granite porphyroïde affleure à nouveau, sous de bonnes conditions, au fond de la baie de Poull Ifern, avec des caractères identiques mais une largeur réduite à quelques dizaines de mètres seulement. Au total, le levé cartographique dessine, en surface, la forme d'une massue de plus de 5 km de long, s'élargissant vers l'WSW.

Le feuillet granitique allongé de Lampaul présente des degrés variables dans la cataclase. Toutefois, l'écrasement n'est jamais fluidal, mais toujours plus ou moins bréchiq. Le faciès le moins affecté est représenté par un granite caractérisé par la présence de gros feldspaths porphyroïdes de teinte rose, trapus, atteignant fréquemment 3-4 cm de long sur 2 cm de large, et de grandes plages quartzzeuses (> 1 cm), dans un fond à grain fin, de teinte gris verdâtre, avec çà et là quelques feldspaths plus petits, disséminés, blanchâtres. L'examen au microscope montre : feldspath potassique de très grande taille (cristaux roses à l'œil nu) ; plagioclase (oligoclase-andésine) plus ou moins séricitisé, avec lamelles de macles déformées ou tronçonnées ; quartz abondant, en grandes plages écrasées, engrenées, à vives extinctions onduleuses ; biotite chloritisée, en lames courbes, avec inclusions à halo pléochroïque et apatite. Dans quelques cas, le contraste entre les grands cristaux de feldspaths et de quartz et la fine matrice évoque, à première vue, un microgranite (et c'est sans doute à cette texture qu'il faut attribuer l'interprétation de C. Barrois [1893] qui a considéré cette formation — uniquement reconnue par lui aux abords de Porz Paul — comme un « microgranite » d'orientation subméridienne). Dans les faciès les plus écrasés, la texture granitique n'apparaît plus qu'au microscope, parfois même avec difficulté.

La composition chimique (tabl. II, 25) se caractérise par une relative « basicité » (SiO_2 : 62,90 %; CaO : 2,3 %) et une forte teneur en potasse (K_2O : 6,5 %). Les mesures de radioactivité, effectuées sur trois sites, sont relativement fortes : au Nord du port de Porz Paul, 271 c/s; à l'angle nord-est de la baie de Lampaul, 234 c/s; à Poull Ifern, 244 c/s. Moyenne des trois sites = 250 c/s, avec des variations ponctuelles assez sensibles (de 200 à 350 c/s).

La postériorité du granite porphyroïde par rapport au complexe micaschisteux est attestée par la présence d'enclaves. Ses relations chronologiques avec le leucogranite de Lokeltas sont difficiles à préciser par suite de l'écrasement intense du contact entre les deux formations. Comme le leucogranite de Lokeltas, il joue à l'évidence le rôle de granite de suture mis en place dans une importante discontinuité tectonique. Le granite rose porphyroïde d'Ouessant représente l'un des éléments — jusqu'à ce jour passé inaperçu — de la ceinture des « granites rouges » d'Armorique septentrionale, contrôlée par les grands accidents directionnels WSW-ENE (Chauris, 1991d).

Plouarzel

$\gamma_{R.}^{1-2}$ **Granite de Saint-Renan.** Le massif granitique de Saint-Renan constitue le pluton le plus occidental du batholite médio-armoricain (Chauris, 1980). L'axe du massif coïncide approximativement avec une antiforme de migmatites (migmatites de Plouarzel), qui constitue un des traits majeurs du pays de Léon. L'examen des falaises de Trézien indique la mise en place du granite dans les migmatites. Le caractère intrusif du pluton est nettement démontré par les contacts

à l'emporte-pièce, les enclaves et les apophyses filoniennes. L'étude de l'ensemble du pluton, qui atteint plus de 70 km de long (Chauris, 1980), suggère que sur la feuille Plouarzel, le massif granitique qui tend à s'envoyer vers l'Ouest est ici proche de son toit ou à son contact même (falaises de Trézien). Les affleurements côtiers représenteraient des zones apicales du pluton, au contact de nombreux « roof pendants ». Plus à l'Est, au contraire, à partir de Saint-Renan et au delà, le pluton tend à s'extravaser vers le haut ; par suite de l'érosion, les lambeaux du toit deviennent rares.

La mise en place du granite paraît syntectonique du grand cisaillement dextre qui marque le passage du linéament médio-armoricain (Chauris, 1969, 1980 ; Le Corre *et al.*, 1989). Les faciès mylonitiques et ultra-mylonitiques qui jalonnent l'accident linéamentaire, si fréquents plus au Sud (feuilles Le Conquet et Brest à 1/50 000) n'ont pas été observés sur la feuille Plouarzel qui coïncide avec la partie septentrionale du massif. La foliation primaire, très redressée, est plus ou moins accusée et soulignée en particulier par le parallélisme des micas. Dans les carrières, à proximité de la surface, le granite présente fréquemment un débit en grosses dalles subhorizontales, qui a facilité son exploitation comme moellon. Cette texture disparaît avec la profondeur.

Dans l'ensemble du massif granitique de Saint-Renan, le fractionnement magmatique est assez sensible, comme l'indiquent les variations respectives en SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO et TiO_2 . Le granite est typiquement hyperalumineux. Ses caractères minéralogiques et chimiques le classent sans ambiguïté dans le *groupe des granitoïdes du type «S»*, dont la source première dérive de la fusion de métasédiments alumineux. Son *origine est certainement crustale*.

Dans le cadre beaucoup plus limité de la feuille Plouarzel, le granite de Saint-Renan est, en règle générale, une roche à grain fin, à deux micas. À l'approche des formations encaissantes, la roche se charge en tourmaline, par suite de la concentration marginale tardive des fluides borés : ainsi s'explique le grand développement pris par le faciès à tourmaline le long de la côte, au contact du socle, ici omniprésent. Sur la feuille Plouarzel, le faciès à biotite demeure ainsi très restreint (Ker-ar-Groas...). La proximité du toit est ici également soulignée par l'ampleur du chevelu pegmatitique, la présence de petits amas de greisen et les nombreuses tourmalinites tant intra-granitiques qu'intra-migmatiques (endo- et exo-tourmalinites).

Aucune mesure géochronologique n'a été effectuée sur le granite de Saint-Renan dans les limites de la feuille Plouarzel. Une première série d'analyses avait été faite (Deutsch *et al.*, 1965) sur le faciès fin à biotite dominante de la partie méridionale du massif, sur la feuille voisine Plabennec (carrière de Langongar), par la méthode Sr/Rb ($\lambda\text{Rb} = 1,39.10^{-11}\text{an}^{-1}$) : roche totale, 320 ± 40 Ma ; biotite, 335 ± 15 ; muscovite, 325 ± 15 ; feldspath, 295 ± 50 Ma. Une valeur comparable a été obtenue par F. Leutwein (1968) par une méthode différente

(K/Ar): 340 ± 15 Ma. Le granite de Saint-Renan apparaît ainsi comme l'un des plus anciens plutons du batholite médio-armoricain.

Le granite leucocrate à tourmaline des falaises de Trézien constitue une roche remarquable. Il est constellé de petits amas nébulitiques de tourmaline — au nombre de plusieurs dizaines par mètre carré — le plus souvent fusiformes, qui peuvent atteindre parfois jusqu'à près de 10 cm de long sur 1 cm de large. Chaque « fuseau », qui forme une sorte de micro-tourmalinite, est entouré d'une auréole claire, subconcentrique, caractérisée par l'absence de biotite. En première approximation, les amas de tourmaline tendent à s'orienter parallèlement à la foliation primaire du granite. Fréquemment, les fuseaux de tourmaline présentent un dispositif divergent, en pattes d'oiseau. Au microscope, la tourmaline, de teinte brun-vert, apparaît en plages squelettiques développées dans le granite. Selon toute probabilité, les fluides borés ont percolé préférentiellement, vers la fin de la cristallisation de la roche, le long des plans de faiblesse constitués par la foliation et capté le fer des biotites pour former les tourmalines pœcilitiques. Ainsi s'interprète le halo de blanchiment autour de chaque amas (déferisation causée par le bore). Le développement de cette tourmaline intragranitique est antérieur à l'injection des aplites à tourmaline qui peuvent recouper les amas. En plusieurs points, le granite à fuseaux de tourmaline renferme également des lentilles irrégulières (parfois décimétriques) de mispickel, grisâtre, souvent altéré en taches rouille. Au total, le développement intragranitique de la tourmaline et du mispickel démontre une intense activité pneumatolytique-hydrothermale tardi- à postmagmatique.

À l'inverse du granite fin à biotite (tabl. VI, 50), le granite à tourmaline (tabl. VI, 51 à 53) se caractérise chimiquement par sa forte « acidité » (SiO_2 : 74,10 %; CaO : 0,57 %) et ses faibles teneurs en fer, magnésium et titane (Fe_2O_3 : 0,65; MgO : 0,18; TiO_2 : 0,07). La teneur en bore est évidemment variable; elle peut atteindre près de 1 200 ppm. Les teneurs en Sr (56 ppm), en Ba (112) et en Zr (88) sont assez faibles. Les teneurs en V, Cr, Co, Cu sont très basses (toutes < 10 ppm). Ces diverses données indiquent une roche différenciée. La radioactivité du granite à tourmaline est faible : moyenne de 113 c/s pour 22 mesures.

L'évolution du granite s'est poursuivie par de multiples processus tardi- à postmagmatiques :

— les *pegmatites*, de faible puissance (souvent de l'ordre du décimètre) sont localement nombreuses (Ruscumunoc) dans le granite ou les migmatites encaissantes. Elles sont caractérisées par la présence de muscovite, tourmaline noire, minuscules grenats rouges et parfois un peu de béryl vert, en cristaux de quelques centimètres. Plus rarement, les pegmatites renferment du mispickel mais, dans ce cas, la cristallisation de l'arsénio-sulfure paraît en relation avec une réouverture tardive de la pegmatite proprement dite. Les aplites à tourmaline sont également fréquentes ;

— les *greisen* sont très caractéristiques de l'évolution postmagmatique du granite de Saint-Renan. Sur la feuille Plouarzel, ils ont été fréquemment observés, en particulier à l'Est de Langué, au Sud de Kerneac'h, à l'Ouest de Kervoulouarn, à Ruscumunoc, lors de l'exploitation du flat de Plouarzel. Ils sont essentiellement constitués de muscovite et de quartz (parfois de biotite); apatite et chlorite sont accessoires; dans certains greisen, la tourmaline et le mispickel, en cristaux cannelés, sont très abondants; la cassitérite, la blende et la pyrite sont plus sporadiques. Dans plusieurs cas, les greisen sont parcourus par des veinules de tourmalinite.

Morphologiquement, les greisen se présentent ici sous deux aspects : soit en amas au sein du granite, soit le long de fissures intragranitiques, de type diaclase. Lors de l'exploitation de la cassitérite alluvionnaire dans le flat de Plouarzel, une zone de greisen allongée selon la direction NNE, et décrochée par une succession de cassures NW, a été mise en évidence; sa puissance atteint localement 2 m; la formation a pu être suivie sur plus de 15 m.

La composition chimique de quelques greisen est reportée dans le tableau VI, 54 à 56. Les grandes variations de la teneur en silice et corrélativement en potasse s'expliquent par la composition minéralogique qui oscille entre un pôle quartzeux (SiO_2 élevé, jusqu'à 72,2 %) et un pôle muscovitique (K_2O élevé, jusqu'à 9,75 %). Comme dans tous les greisen, par suite de la destruction des feldspaths, la teneur en soude est faible (Na_2O est de l'ordre de 0,20 à 0,30 %). La teneur en lithium (460 ppm) est liée à la muscovite. Les teneurs en plusieurs éléments en traces sont variables par suite de la plus ou moins grande abondance des minéraux accessoires : tourmaline (jusqu'à plus de 3000 ppm de bore); blende (jusqu'à près de 7900 ppm de zinc); mispickel (teneur maximale en arsenic : 15950 ppm), cassitérite (moyenne de 376 ppm d'étain). Outre les 3 analyses reportées dans le tableau VI, on ajoutera ici les 4 analyses effectuées par la COMIREN sur le greisen du flat de Plouarzel (respectivement 1 100, 1 006, 1 064, 745 ppm Sn), soit une teneur moyenne de 979 g/t. Les teneurs décelées en W (éch. 55: 28 ppm; éch. 56: 20 ppm) laissent soupçonner des traces de scheelite ou de wolframite;

— les *tourmalinites*. Le granite de Saint-Renan et les migmatites encaissantes sont recoupés par de nombreux filonnets de tourmalinites du type « filon-diaclase ». Par suite de la déferisation causée par le bore, les épointes sont intensément décolorées. Plus rarement, des tourmalinites massives se sont développées dans la zone de contact granite-socle. Les tourmalinites sont localement minéralisées en mispickel et plus rarement en scheelite. De minces filonnets de quartz, associés ou non aux tourmalinites, sont parfois richement minéralisés en cassitérite (flat de Plouarzel).

Ainsi, le caractère géochimique le plus remarquable du granite de Saint-Renan — tout au moins dans ses faciès marginaux bien exposés sur la feuille Plouarzel — réside dans son aptitude à expulser du bore. La tourmaline se présente ici comme un minéral essentiel du granite, des aplites et des pegmatites, des greisen et surtout des tour-

malinites endo- et exgranitiques. Les relations de ces différentes formations montrent à l'évidence que la tourmaline a cristallisé en plusieurs générations.

L'abondance de la tourmaline dans les formations pétrographiques du pluton de Saint-Renan se retrouve sur les estrans où les accumulations de minéraux lourds sont souvent extrêmement riches en ce minéral (jusqu'à 55 % en poids des minéraux lourds) (Chauris, 1990). Par ailleurs, la relation des occurrences de cassitérite avec le granite de Saint-Renan est bien mise en évidence par les prospections alluvionnaires fluviales (travaux BRGM-COMIREN) et littorales (Chauris, 1990). En fin de notice, le chapitre consacré aux minéralisations présentera des détails sur les occurrences stannifères observées en roche et en alluvions.

Massif granitique polyphasé de l'Aber-Ildut

Le granite de l'Aber-Ildut a été cartographié pour la première fois par C. Barrois — d'une manière un peu schématique — sur la feuille Brest à 1/80 000 (1902). Il a fallu attendre beaucoup plus tard (Chauris, 1966c, 1972) pour posséder une cartographie précise et une monographie d'ensemble.

Le pluton polyphasé de l'Aber-Ildut affleure sur une centaine de kilomètres carrés, en bordure de l'Atlantique. Sur la carte, il dessine, en première approximation, un demi-cercle, limité au Nord par le linéament rectiligne Porspoder—Guissény qui affecte intensément sa bordure septentrionale. La feuille Plouarzel correspond uniquement à la partie occidentale du complexe (fig. 2). L'étude des récifs qui ourlent le rivage incite à penser que le granite ne se poursuit pas très loin en mer. Il réapparaît toutefois dans les récifs du Faix et de la Helle et, plus largement, à l'île Balanec.

En première approximation, le pluton de l'Aber-Ildut comprend deux ensembles différents (Chauris, 1966c) (fig. 2) : (1) le granite de l'Aber-Ildut proprement dit (granite porphyroïde rose à biotite), qui passe progressivement vers le Sud à une large auréole plus différenciée (« granites intermédiaires »), pour aboutir à un faciès marginal très évolué (leucogranite à tourmaline de Plouarzel) ; et (2) les leucogranites de Ploudalmézeau—Kernilis. Le leucogranite de Ploudalmézeau émet dans le granite porphyroïde rose de nombreuses apophyses méridionales ; en plusieurs points dans le leucogranite de Kernilis, apparaissent de larges affleurements du granite rose (feuilles Plouguerneau et Plabennec). La postérité de l'ensemble (2) par rapport à l'ensemble (1) est nettement indiquée par la nature des contacts et par les enclaves. Les mesures géochronologiques indiquent l'intrusion tardi-hercynienne des deux complexes (Deutsch *et al.*, 1965 ; Leutwein *et al.*, 1969).

Le granite porphyroïde rose, très riche en enclaves microgrenues sombres, présente une composition à tendance granodioritique ; il se classe dans le type « I ». Le leucogranite de Ploudalmézeau—Kernilis

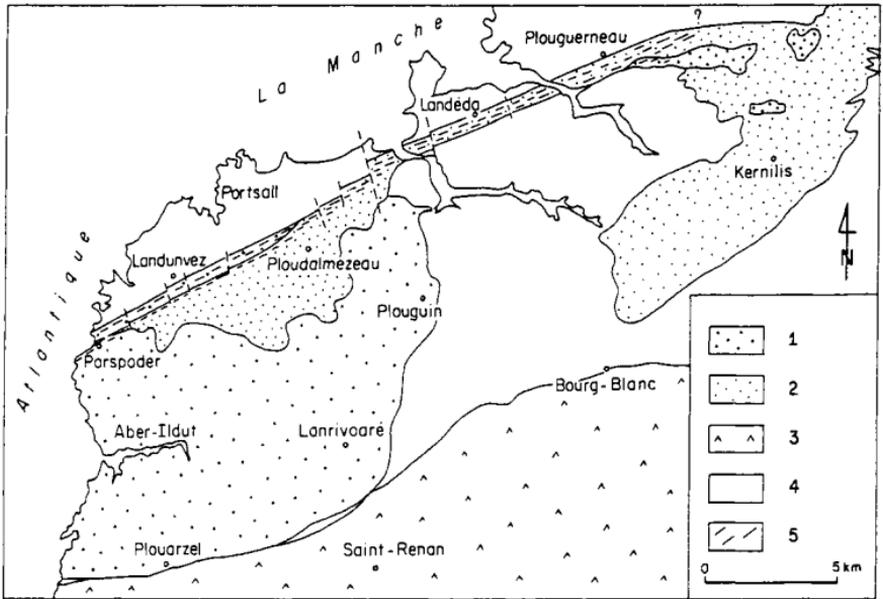


Fig. 2 - Esquisse générale du massif granitique polyphasé de l'Aber-Ildut l.s.

(d'après Chauris, 1966, schématisé). 1 : ensemble Aber-Ildut s.s. (intrusion I). Les différents faciès marginaux n'ont pas été représentés ; 2 : ensemble Ploudalmézeau-Landéda-Kernilis (intrusion II). Les apophyses filoniennes n'ont pas été figurées ; 3 : granite de Saint-Renan ; 4 : socle métamorphique (non différencié) ; 5 : zone broyée de Porspoder

appartient par contre au type « S ». La coexistence, dans le même pluton polyphasé, de ces deux types magmatiques différents soulève un problème difficile.

La mise en place du pluton est liée au fonctionnement du linéament de Porspoder-Guissény (Chauris, 1965c, 1966c; Le Corre *et al.*, 1989). Divers arguments (disposition de la foliation primaire du granite rose — soulignée par les enclaves et les feldspaths porphyroïdes — fortement inclinée au Nord, subhorizontale plus au Sud; mise en

place de satellites du granite de Ploudalmézeau sous forme de filons peu inclinés,...) suggèrent que le pluton constitue une grosse loupe enracinée uniquement dans sa partie septentrionale (Chauris, 1965b, 1966c). La disposition des différents faciès du massif en une série de croissants convexes vers le Sud traduit une remarquable dissymétrie qui incite à penser que le processus de granitisation a débuté dans la zone de faiblesse de Porspoder et s'est peu à peu étendu vers le Sud, entraînant une concentration progressive en éléments volatils (bore dans la tourmaline), vers l'extrémité de l'avancée granitique (Chauris, 1966c). L'étude de ces diverses modalités est précisée dans l'examen détaillé des différents ensembles du pluton polyphasé.

Υ^3 . **Granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut.** Les pionniers de la géologie finistérienne ont été frappés par la beauté du granite rose de l'Aber-Ildut *stricto sensu*. À notre connaissance, la première description de cette roche est due à Bigot de Morogues en 1809. L'auteur signale l'abondance des « cristaux de feldspaths... de deux à quatre centimètres de diamètre... irrégulièrement disséminés dans la masse granitique dont ils font presque la moitié... la couleur noire du mica sert à relever leur éclat... ». Et il ajoute : « Ce superbe granite est d'une grande dureté et susceptible du plus beau poli ; on le trouve sur le bord de la mer, en très gros blocs détachés, ce qui permet de l'exploiter plus facilement... ». Un peu plus tard Puillon-Boblaye, en 1827, évoque sans entrer dans le détail, « les beaux granites roses, à structure porphyroïde de l'Aber-Ildut... ». Pour E. de Fourcy, en 1844, la pierre de l'Aber-Ildut est « un granite porphyroïde des mieux caractérisés... (réunissant)... aux avantages de la solidité, les agréments de la nuance. »

Le granite de l'Aber-Ildut *s.s.* présente sur de grandes surfaces un faciès constant, facile à reconnaître grâce à la couleur rose de ses feldspaths potassiques porphyroïdes et la fréquence des enclaves de teinte sombre. Les affleurements sont généralement abondants, au moins sous forme de grosses boules éparses dans les landes ou même dans les champs cultivés ; ils sont continus le long du rivage. Les arènes sont caractérisées par l'absence d'altération du feldspath potassique, qui se retrouve en graviers dans la ria de l'Aber-Ildut, sous forme de bancs bien visibles à marée basse. Le granite est essentiellement composé d'orthose, de plagioclase, de biotite et de quartz ; la muscovite est absente.

Les feldspaths porphyroïdes sont abondants, relativement trapus (souvent 35×15 mm, parfois > 50 mm) : il s'agit d'orthose (2 V s'est montré variable entre -55° et -65° , avec une dominante vers -58° et -60°). Les cristaux, maclés Carlsbad, et salis par une poussière d'oxyde de fer rouge, présentent une perthitisation irrégulière en nuage. Ils renferment des inclusions de plagioclase, des plages quartzzeuses et un peu de biotite, qui indiquent leur développement tardif. Des analyses systématiques aux rayons X ont montré un triclinisme nul ou très faible (Bordet *et al.*, 1965).

La biotite, d'un ton brun caractéristique, se présente en belles lames fraîches, contenant de grosses inclusions d'apatite, relativement abondante, à section hexagonale, sans auréole pléochroïque; de zircon avec halo très fort; de « minéral opaque » relativement fréquent et de très petites inclusions indéterminées, très radioactives. La composition chimique moyenne des biotites du granite rose est la suivante (Nachit, 1986) : $\text{SiO}_2 = 36,03 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,78$; $\text{FeO} = 22,05$; $\text{Mn} = 0,24$; $\text{MgO} = 8,95$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,08$; $\text{K}_2\text{O} = 9,85$; $\text{TiO}_2 = 3,91$ (total = 95,89, H_2O non dosée). Il s'agit donc d'une biotite moyennement ferrifère. La chloritisation (locale) de la biotite se produit avec expulsion de fer et de titane (rutile). L'épidote est très rare au niveau des clivages de la biotite.

Les plagioclases (andésine-oligoclase) offrent une certaine tendance à l'idiomorphisme; ils peuvent être « damouritisés » selon le plan de macles, la zonation et les microfractures.

Les plages quartzzeuses sont formées de cristaux à contours irréguliers, offrant de faibles extinctions onduleuses.

Localement, le granite s'enrichit en biotite, avec apatite et sphène; il présente parfois un peu de chalcoppyrite. On notera l'absence d'amphibole.

L'*ilménite* est le minéral opaque caractéristique du granite porphyroïde rose. Sa liaison avec ce granite est remarquablement indiquée par les résultats des prospections alluvionnaires, aussi bien fluviales (COMIREN-BRGM) (fig. 3) que littorales (Chauris, inédit).

Les fissures sont très rarement tapissées d'épidote. L'ordre de cristallisation présumé est le suivant : ilménite - sphène - zircon/apatite - biotite/plagioclase/quartz/feldspath potassique/damourite, chlorite, épidote... La chalcoppyrite indique des circulations hydrothermales tardives.

La composition modale (quartz : 25 %; feldspath potassique : 27 %; plagioclase : 33 %; biotite et minéraux accessoires : 15 %) est celle d'un granite monzonitique, selon la classification de Streckeisen, avec une certaine tendance granodioritique.

Les analyses chimiques confirment l'homogénéité de la composition du granite rose (tabl. VII, 57 à 59). Les traits suivants doivent être soulignés : « basicité » assez forte ($\text{SiO}_2 : 66 \%$; $\text{CaO} : 2,67 \%$); teneurs assez élevées en éléments ferro-magnésiens ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : 4,45$; $\text{MgO} : 1,30$; $\text{TiO}_2 : 0,77$); prédominance de la potasse sur la soude ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} : 1,5$). La différenciation n'est pas poussée comme l'indiquent les teneurs assez élevées en Ba (620 ppm) et en Sr (277 ppm) et les basses teneurs en Be (5 ppm) et B (36 ppm). Les analyses correspondent au faciès monzonitique de Lacroix, avec tendance granodioritique.

Très localement, la tendance granodioritique s'accroît et le granite passe à de véritables granodiorites (tabl. VIII, 64 à 66). C'est au contact d'une granodiorite rubanée qu'a été découvert sur le haut de l'estran, au Sud-Ouest de Porsoder, dans l'anse de Poulsou, un

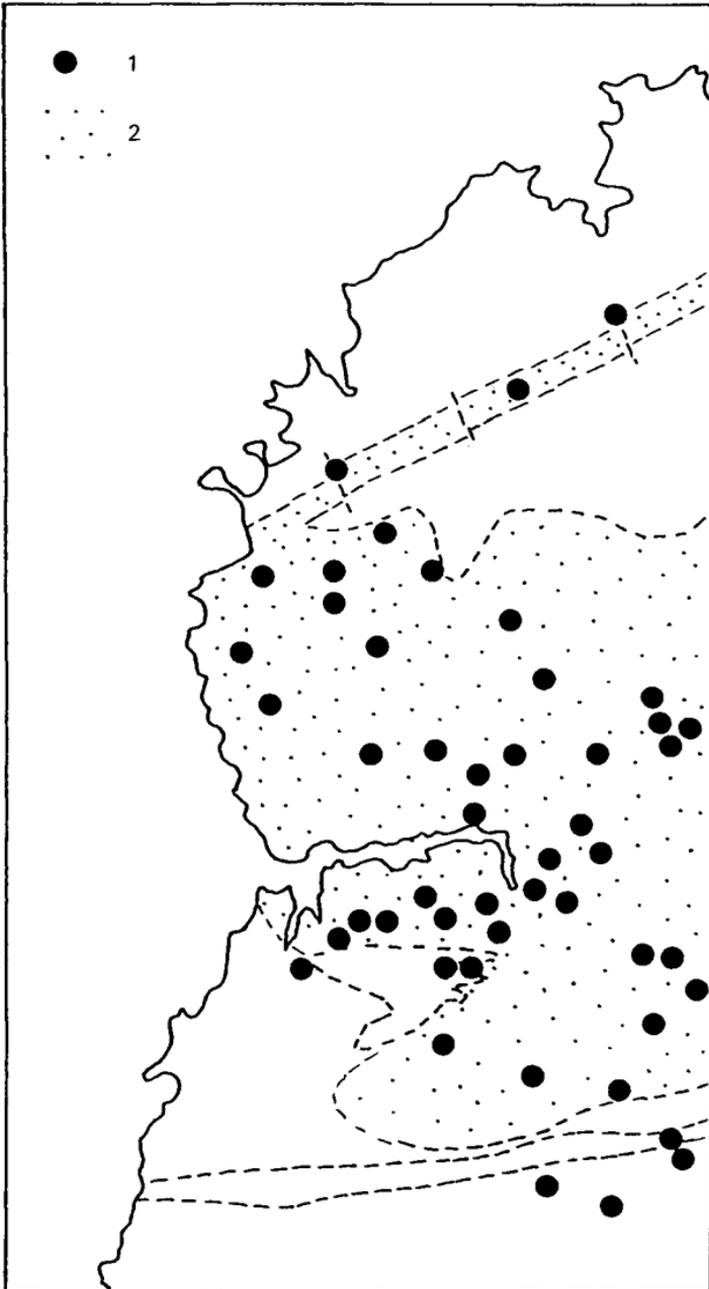


Fig. 3 - Relation de l'ilménite avec le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut. Prospection alluvionnaire BRGM-COMIREN (inédit). 1 : ilménite > 500 g/m³; 2 : granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut

remarquable faciès orbiculaire (Barrière *et al.*, 1971). Le faciès orbiculaire a environ deux mètres de puissance. Il montre une gradation, marquée par la taille et l'abondance des orbicules et par la composition de la matrice (granodiorite — ou cristaux de microcline associés à des paillettes de biotite). Les orbicules, de 3 à 17 cm de grand axe, sont constitués d'un noyau, de nature variée (micacée, feldspathique, granodioritique) et d'une enveloppe oligoclasique blanche (tabl. VIII, 67). La granodioritique rubanée a été interprétée comme une différenciation magmatique du granite de l'Aber-Ildut; les orbicules, comme le résultat d'une rapide accréction feldspathique autour de noyaux préexistants, disséminés dans une chambre magmatique de faible viscosité, en voie de cristallisation, où ils se seraient sédimentés par gravité. On notera que les granites orbiculaires sont des formations tout à fait exceptionnelles dans le Massif armoricain. Une nouvelle occurrence, d'un type assez différent, a été récemment mise en évidence (Chauris *et al.*, 1989) dans le granite rouge de Ploumanac'h qui, coïncidence ou pas, appartient à la même traînée batholitique que le granite de l'Aber-Ildut.

Les *enclaves* sont très nombreuses dans le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut auquel elles confèrent un aspect assez singulier. Il s'agit essentiellement d'enclaves à grain fin, de teinte gris noirâtre (dites « enclaves microgrenues »); les enclaves de type « cornéennes » sont nettement plus rares; quant aux enclaves du socle migmatique, elles sont ici tout à fait exceptionnelles.

Les enclaves de « cornéennes » montrent leur texture litée originelle; elles sont allongées, fusiformes, aux extrémités se terminant en pointe, ou, au contraire, à contour très anguleux. Le contact, extrêmement tranché entre enclave et granite, est parfois souligné par un liseré de biotite. Elles renferment de toutes petites paillettes de biotite et se caractérisent chimiquement par leur teneur élevée en potasse (K_2O : 7,73 %) et leur teneur assez faible en chaux (CaO : 1,18 %) (tabl. VIII, 72). Leur origine est actuellement restée imprécisée.

Les enclaves basiques de teinte sombre sont extrêmement abondantes. Elles ne présentent aucun litage et offrent souvent un contour plus ou moins ovoïde allongé; ici aussi, le contact avec le granite est très net. Elles diffèrent des enclaves du premier type par la présence de grandes lames de biotite (en plus de nombreuses petites biotites) et surtout par de gros cristaux de quartz, de plagioclases blanchâtres et d'orthoclases roses à contour arrondi et parfois texture rapakiwi. L'apatite est assez abondante. Leur composition chimique (tabl. VIII, 68 à 71) est variable, avec cependant un certain nombre de constantes: nette « basicité » (SiO_2 : 61,10 %; CaO : 3,85); abondance des éléments ferro-magnésiens (Fe_2O_3 : 6,39 %; MgO : 2,59 %; TiO_2 : 1,13 %). La soude domine sur la potasse (Na_2O/K_2O : 1,27). Les teneurs en quelques éléments en traces d'un échantillon de la carrière du Cléguer sont les suivantes (en ppm): Li = 116, Be = 4, B < 10, V = 101, Cr = 48, Co = 15, Ni = 23, Cu = 16, Zn = 9, Sr = 325, Ba = 390, La = 76, Ce = 133, Zr = 257. Les enclaves basiques, toujours très abondantes, forment parfois de véritables essaims (Nord de Mazou, île Melon).

La foliation primaire du granite rose (plan S) est nettement soulignée par les enclaves sombres « microgrenues » et par les feldspaths porphyroïdes. Dans la plus grande partie des affleurements du granite (zones méridionale et médiane), cette foliation reste subhorizontale, ou du moins peu inclinée (Chauris, 1966c; Le Corre *et al.*, 1989). La linéation marquée par la direction des enclaves, telle qu'on peut la mesurer en bordure de mer, est généralement comprise, dans ces zones, entre N350° et N320°. Aux approches du linéament de Porspoder, on remarque, d'une part, le fort pendage N présenté par la foliation primaire et le changement progressif dans la direction de la linéation qui tend à devenir E-W; d'autre part, l'apparition d'une foliation secondaire de cataclase (plan C), d'abord légère, puis de plus en plus intense, avec son maximum au droit de Porspoder où les plans S et C sont confondus (l'étude structurale détaillée indique un cisaillement senestre, avec une importante composante verticale).

La radioactivité du granite porphyroïde rose a été mesurée au scintillomètre SPP2 sur 12 sites différents. La radioactivité moyenne est 147 c/s. À ce titre, le granite de l'Aber-Ildut se distingue des granites rouges de Carantec et de Ploumanac'h, nettement plus radioactifs (Chauris, travaux en cours). Selon les sites, les moyennes vont de 137 c/s à 158 c/s. Ainsi, on retrouve également ici la grande homogénéité du granite rose.

Le tableau ci-après indique les résultats des mesures géochronologiques sur le granite porphyroïde rose, dont l'âge tardi-hercynien est nettement établi.

	Rb/Sr	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
<i>Granite porphyroïde rose</i> (carrière de Cléguer)	Biotite 310 ± 15	278 ± 30	Zircon 272 ± 8	271 ± 8	Deutsch et Chauris (1965)
<i>Leucogranite de Ploudalmézeau</i> (carrière près du château d'eau)	Rb/Sr Roche totale 285 ± 5 Biotite 290 ± 5 Muscovite 280 ± 10	K/Ar Muscovite 280 ± 10 Biotite 270 ± 10			Leutwein, Chauris, Sonet et Zimmermann (1969)

Résultats des mesures géochronologiques sur le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut et sur le leucogranite de Ploudalmézeau.

$my\gamma^3$. **Granite porphyroïde mylonitique.** Au contact des formations grano-gneissiques de Landunvez, le granite de l'Aber-Ildut présente une bordure rectiligne et laminée orientée WSW-ENE. Cette bordure septentrionale coïncide avec l'accident linéamentaire de Porspoder. La proximité du contact se traduit par la diminution de la taille des feldspaths porphyroïdes et la disparition de leur teinte rose. La présence de ce faciès de bordure (comparable à celui de la bordure orientale du granite aux environs de Plouguin, feuille Plabennec), reconnaissable malgré l'écrasement, établit que cette bande broyée

correspond effectivement à la limite du granite avant sa tectonisation. L'écrasement affecte non seulement la zone de bordure du granite, mais aussi le granite rose encore nettement porphyroïde situé plus au Sud, et le complexe granito-gneissique affleurant plus au Nord. Toutes les transitions sont visibles entre les faciès à peine froissés et les ultramylonites fluidales (plage de Porspoder) (Chauris, 1966c).

Les observations de détail effectuées au bord de la mer, à l'WSW de l'église de Porspoder, montrent nettement qu'à la foliation primaire du granite (marquée par les gros feldspaths et les enclaves), orientée ici approximativement E-W et inclinée de 75° vers le Nord, se superpose une deuxième foliation due au cisaillement, orientée WSW-ENE (N60-70°E). Les feldspaths porphyroïdes alignés sont affectés par cette cataclase qui les fracture obliquement en plusieurs tronçons. À l'inverse des feldspaths potassiques du granite normal non écrasé, les feldspaths porphyroïdes du granite cataclastique ont révélé aux rayons X un triclinisme fort à très fort. L'hypothèse la plus probable est de mettre le haut triclinisme des feldspaths du granite écrasé en rapport avec les déformations mécaniques qu'ils ont subi postérieurement à leur cristallisation (Bordet *et al.*, 1965).

La zone mylonitique correspond à un déplacement transcurrent senestre (Le Corre *et al.*, 1989) dont l'ampleur n'a pu encore être chiffrée. La déformation ductile est bien marquée dans les étroites bandes mylonitiques qui séparent les bandes granitiques moins affectées par l'écrasement ; elle s'est effectuée sous des conditions élevées de température ainsi que l'attestent la stabilité de la biotite et la déformation plastique du quartz en minces lentilles très allongées.

La largeur totale de la zone affectée par l'écrasement est nettement supérieure à 1 km. Toutefois, les zones mylonitiques à ultramylonitiques ont été uniquement observées, en alternance avec du granite plus ou moins cataclastique, sur environ 250 m d'extension latérale. Cette zone de faiblesse majeure coïncide avec la plage de Porspoder. Elle ne correspond pas exactement à la bordure septentrionale du massif granitique qui se situe un peu plus au Nord. L'examen structural montre que le complexe granito-gneissique de Landunvez tend à « chevaucher » le massif de l'Aber-Ildut : l'accident linéaire—outre son déplacement senestre—possède également une importante composante verticale.

La composition chimico-minéralogique du granite porphyroïde rose cataclastique de Porspoder (tabl. VII, 60 et 61) est très comparable à celle du granite porphyroïde rose normal de l'Aber-Ildut *s.s.*. Sa radioactivité (moyenne de 10 sites différents) s'élève à 167 c/s (avec selon les sites, des moyennes de 142 à 179 c/s). Elle apparaît ainsi un peu plus élevée que celle du granite « normal » (on n'a pas comptabilisé dans le calcul des moyennes un site exceptionnellement élevé, reconnu à l'WSW de Porspoder: 1 200 c/s). Cette radioactivité d'ensemble plus forte du faciès écrasé est sans doute à rapporter à de légères

remises en mouvement des éléments radioactifs, pouvant entraîner, exceptionnellement, des concentrations anormales.

$\rho\gamma^3$. **Granite porphyroïde blanc.** Le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut passe sur sa bordure nord tectonisée à un faciès caractérisé, en règle générale, par une diminution de la taille des feldspaths potassiques et la disparition de leur couleur rose, remplacée par une coloration blanche. Cette modification septentrionale reste étroite et marque la bordure du massif granitique au contact du complexe migmatitique de Landunvez.

Une modification comparable de teinte et de grain affecte, avec une très grande ampleur, toute la partie sud-ouest du massif sur la feuille Plouarzel. Cette transformation est le premier stade d'une évolution magmatique qui va conduire, à la bordure méridionale du pluton, au leucogranite très différencié, à muscovite et à tourmaline, de Plouarzel. L'étude de terrain et les examens de laboratoire ont établi que ces modifications sont progressives; par suite, la carte ne peut que représenter les principaux stades, étant bien entendu que chaque ensemble montre, lui aussi, des variations.

On a donc regroupé sous l'appellation « granite porphyroïde blanc », un ensemble transitionnel dont, à première approximation, la différenciation croît vers le Sud-Ouest. À l'œil nu, elle se marque, outre la décroissance du grain et la disparition de la teinte rose des feldspaths porphyroïdes, par l'apparition localisée de la muscovite. Chimiquement, la transformation est également progressive. En fait, il est possible de distinguer ici deux sous-groupes : un premier ensemble « septentrional », encore très proche du granite rose (tabl. VII, 62 et 63); un deuxième ensemble, plus « méridional », qui s'en écarte plus nettement (tabl. IX, 73 à 75). Dans l'impossibilité de multiplier les analyses, les deux sous-groupes ont été réunis sur la carte. Les compositions moyennes de quelques éléments dans ces deux sous-groupes sont respectivement les suivantes : $\text{SiO}_2 = 64,3/68,55$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,04/2,9$; $\text{CaO} = 3,08/2,33$; $\text{TiO}_2 = 0,85/0,60$; $\text{Sr (ppm)} = 339/260$; $\text{Ba (ppm)} = 655/630$.

Le granite porphyroïde à feldspath blanc affleure dans plusieurs récifs situés au large de l'embouchure de l'Aber-Ildut (noms indiqués sur la carte marine à 1/20 000) : Gainvioc, Garo Belen, Rohoret, Men Garo, Roc'h Du, Bassen al Leac'h,... De même, à l'île Balanec, les feldspaths porphyroïdes sont, localement, de dimension réduite; leur coloration rose est peu prononcée ou même absente; la muscovite peut être observée et, parfois, même la tourmaline. Cependant, à Balanec, la différenciation magmatique est encore peu poussée, comme le soulignent les teneurs relativement élevées en Ba (490 ppm) et en Sr (200 ppm).

La complexité des relations entre les différents faciès de l'ensemble porphyroïde à feldspath blanc, est soulignée par les affleurements de

la grève de Kervriou, au Nord-Ouest de Lampaul-Plouarzel, où il est possible d'observer deux granites porphyroïdes (avec un peu de muscovite) juxtaposés : l'un plus sombre (plus riche en biotite), l'autre plus clair, sans que l'on puisse décider avec certitude de la chronologie relative.

Des mesures de radioactivité ont été effectuées sur 7 sites différents du granite porphyroïde blanc de la partie sud-ouest du massif. La radioactivité moyenne s'élève à 193 c/s, avec, selon les sites, des moyennes allant de 178 à 218 c/s. La radioactivité du granite blanc apparaît ainsi significativement plus élevée que celle du granite rose. Un faciès porphyroïde plus sombre, observé au Nord de Porz Guen, présente même une radioactivité nettement plus forte (278 c/s). Dans l'état actuel des recherches — en l'absence de données sur les teneurs en Th et U — ces différences, indubitablement significatives, n'ont pu encore être interprétées.

Υ^{1-2} . **Granite grossier à deux micas de Porzpaul.** Le granite porphyroïde blanc, à biotite très dominante, fait place, plus au Sud, à un granite grossier qui sera appelé granite de Porzpaul. Le cachet porphyroïde a nettement diminué (cristaux disséminés), la teinte de la roche est franchement plus claire, la muscovite est plus ou moins fréquente, et localement apparaît un peu de tourmaline. Un litage magmatique est parfois observé mais, le plus souvent, aucune texture orientée n'est visible. Ce nouvel ensemble, extrêmement réduit au Nord de Plouarzel, s'élargit considérablement en approchant de la mer, où il s'étend depuis le côté nord de la presqu'île de Porzpaul, jusqu'à quelques centaines de mètres au Sud de l'île Ségat. En mer, il forme les récifs de Kerleodoc'h et des Grandes-Fourches et, beaucoup plus au large, le récif isolé du Faix (en granite grossier porphyroïde, à deux micas et localement un peu de grosses tourmalines).

Dans sa partie septentrionale (environs de Kerlevren, Langoulouman,...), le granite est à biotite dominante, la muscovite est souvent très sporadique. Dans sa partie méridionale, au droit de l'île Ségat et plus au Sud, la muscovite devient nettement plus fréquente et la tourmaline peut être présente (au moins depuis Kervalhar). Vers le Sud, la roche présente de plus en plus un caractère leucogranitique. Elle admet alors des nids miarolitiques à muscovite et belles tourmalines, voire des différenciations pegmatitiques avec les mêmes minéraux ; elle est aussi recoupée par des pegmatites à muscovite et tourmaline. Elle passe insensiblement au Sud au leucogranite de Plouarzel.

Chimiquement, deux sous-groupes peuvent être également distingués ici : (1) un sous-groupe septentrional (Porzpaul *stricto sensu*) moins évolué (tabl. IX, 76 et 77) ; et (2) un sous-groupe méridional (environs de Ségat), nettement plus différencié (tabl. IX, 78 et 79). Les deux sous-groupes, faute d'analyses suffisantes, ont été réunis sur la carte. La comparaison de quelques éléments chimiques permet de les individualiser immédiatement (respectivement sous-groupes 1 et 2) : $\text{SiO}_2 =$

70,7/74,55 % ; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,28/1,46$; $\text{CaO} = 1,26/0,36$; $\text{TiO}_2 = 0,25/0,13$; $\text{B} = 130/163$ ppm ; $\text{Cr} = 25/<10$; $\text{Ni} = 21/<10$; $\text{Sr} = 141/47$; $\text{Ba} = 299/161$. Les mesures de la radioactivité donnent également des résultats différents : partie septentrionale (4 sites), moyenne 171 c/s ; partie méridionale (4 sites), moyenne 140 c/s.

Υ^1 . **Leucogranite à tourmaline de Plouarzel.** Vers le Sud, le granite à deux micas et tourmaline des environs de l'île Ségal passe progressivement au leucogranite à tourmaline de Plouarzel, qui constitue toute la bordure méridionale du pluton. Ce faciès marginal, d'une quinzaine de kilomètres d'extension (feuilles Plouarzel et Plabennec) et quelques centaines de mètres de large, est en contact intrusif avec les gneiss migmatitiques de Plouarzel (falaises au Sud de Porz a Vigné) ou le granite de Saint-Renan. Il dessine une sorte d'auréole, en forme de croissant, à l'extrémité méridionale de l'avancée de la loupe granitique du pluton de l'Aber-Ildut *l.s.*. À Porz a Vigné, le granite à tourmaline surmonte le socle migmatique redressé à la verticale. Dans le récif de Goaltoc'h,affleure un granite à gros grain, à deux micas et tourmaline qui est intermédiaire entre le granite des environs de l'île Ségal et le granite de Plouarzel *s.s.* (sur la carte, il a été rapporté à ce dernier ensemble). La mise en place du granite de Plouarzel a pu être facilitée par des décollements structuraux se produisant lors de l'intrusion du pluton au contact même de blocs rigides indurés depuis longtemps (Chauris 1991f).

Pétrographiquement, le leucogranite de Plouarzel est une roche assez exceptionnelle, caractérisée par sa richesse en cristaux allongés de tourmaline noire, dans un fond hololeucocrate ; les seuls autres éléments colorés sont représentés par de petits grenats. Le microcline peut apparaître en plages résiduelles dans l'albite, abondante ; le quartz forme de grandes plages corrodant l'albite ; la biotite ne constitue que de très rares individus presque entièrement transformés en muscovite ou est même totalement absente. Ça et là peuvent apparaître des mouches de mispickel ; en un point (Est de Kerouidic) ont été notées des passées de greisen.

La *tourmaline*, noire, se présente en baguettes bien individualisées, automorphes, dépassant souvent 1 cm de long. Au microscope, elle offre des teintes brun-vert avec parties bleutées. Elle a pu se développer dans les feldspaths potassiques ou même les englober. Quelques analyses à la microsonde (aimablement effectuées par M. Pichavant, C.R.P.G., Nancy) ont montré que la tourmaline appartient typiquement au pôle schorlrite (moyenne de 7 analyses : $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12,54$ % ; $\text{MgO} = 1,25$) ; par ailleurs, $\text{Na}_2\text{O} = 1,67$; $\text{TiO}_2 = 0,59$. Le grenat, rouge, pœcilitique (quartz englobé), à contours irréguliers, appartient au type almandin-spessartine (analyses à la microsonde M. Pichavant) : alm. = 60,90/spess. = 38,05.

Le tableau X (80 à 86), reproduit la composition chimique du leucogranite. Malgré des variations assez sensibles, la teneur moyenne en SiO_2 reste assez élevée (72,95 %). La teneur en CaO est faible à

très faible (albite pure). Le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,91) indique par rapport au granite des environs de Ségol ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$: 0,70) une accentuation vers la tendance sodique. La forte différenciation est attestée par les très faibles teneurs en TiO_2 (0,06 %), en Sr et Ba (parfois < 10 ppm), V (toujours < 10 ppm), la teneur moyenne élevée en bore (tourmaline !) : 1016 ppm. Elle souligne une nette évolution par rapport au faciès situé immédiatement plus au Nord et confirme nettement le gradient marginal. Le leucogranite à tourmaline de Plouarzel accuse enfin une très sensible diminution de l'activité radioactive. Sa radioactivité (deux sites) est en effet seulement de 78 c/s.

L'abondance de la tourmaline dans le leucogranite se retrouve dans les sables des plages voisines. À Porz a Vigné, la tourmaline forme jusqu'à près de 35 % en poids des minéraux lourds concentrés sur l'estran (Chauris, 1990).

À l'Est de Kerouidic, le leucogranite à tourmaline de Plouarzel est localement greisenisé (occurrence mise en évidence par des travaux de dérochement). Le passage du granite au greisen est insensible, mais rapide (sur un centimètre). Lors de la greisenisation (néoformation de muscovite et de quartz), la tourmaline du leucogranite a résisté à la transformation métasomatique. À Kerouidic, on observe ainsi un type original de greisen, où la tourmaline est une relique du granite de départ (origine primaire) et non un minéral néoformé (origine secondaire) lié à la greisenisation — ce qui est la règle générale. Le grenat paraît aussi, au moins partiellement, avoir résisté à la métasomatose. La composition du greisen à grain fin de Kerouidic est la suivante (moyenne de deux analyses) : $\text{SiO}_2 = 77,35$ % ; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,28$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,29$; $\text{MnO} = 0,04$; $\text{MgO} = 0,22$; $\text{CaO} = 0,19$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,37$; $\text{K}_2\text{O} = 3,30$; $\text{TiO}_2 = 0,09$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,23$; PF = 2,31 ; Li = 355 ppm ; Rb = 478 ppm ; Ba = 20 ppm ; Sr = 8 ppm. Par rapport au leucogranite, la greisenisation s'est traduite essentiellement par une augmentation des teneurs en silice (greisen quartzeux), fer, lithium et perte au feu, et une diminution des teneurs en alumine et surtout en soude (processus caractéristique de la greisenisation). À partir du greisen à grain fin (ou greisen I) se sont développés localement, ultérieurement, de grands quartz et de grandes muscovites (sans tourmaline et sans grenat) : c'est le greisen II.

Un *filon de granite fin à tourmaline* et muscovite, de puissance métrique, d'orientation méridienne, avec un pendage E de l'ordre de 80°, est visible sur quelques dizaines de mètres sur l'estran et dans la falaise, à la partie nord de la plage de Porz a Vigné. Sa composition chimique (tabl. XI, 91) rappelle celle du leucogranite à tourmaline encaissant, avec toutefois une accentuation du caractère lithique (Li : 290 ppm) et sodique ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$: 1,04). Sa radioactivité (75 c/s) est presque identique à celle du leucogranite (78 c/s).

Υ. Granite de Kerhallan. Plusieurs formations granitiques de dimension très variable, de composition différente et d'origine parfois délicate à préciser, recourent le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut. Le

granite de Kerhallan est de loin l'intrusion la plus importante. Il affleure largement à plus d'un kilomètre au Sud de la ria de l'Aber-Ildut. Le levé cartographique a montré que les contours de ce granite suivent assez régulièrement la surface topographique, ce qui incite à penser qu'il s'agit d'une lame subhorizontale. Cette interprétation est également en accord avec la structure d'ensemble du granite encaissant. Les apophyses filoniennes de cette intrusion recoupent le granite porphyroïde de l'Aber-Ildut.

C'est une roche à grain moyen, un peu porphyroïde, à deux micas, mais à biotite dominante, avec parfois peu de tourmaline. Elle diffère chimiquement du leucogranite de Ploudalmézeau (tabl. XI, 87) par sa moindre « acidité » (SiO_2 : 71,10 ; Ca : 1,14) ; un pourcentage plus élevé en éléments ferro-magnésiens (Fe_2O_3 : 1,94 ; MgO : 0,49 ; TiO_2 : 0,32) ; une très forte prédominance de la potasse sur la soude, ainsi que par ses teneurs élevées en Ba (931 ppm) et Sr (260 ppm) qui indiquent une faible différenciation.

aγ. **Granite aplitique à nodules de tourmaline.** Le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut est recoupé, en plusieurs points, par des filons aplitiques remarquables par le développement de nombreux sphéroïdes de tourmaline, qui peuvent atteindre 20 cm de diamètre. L'occurrence la mieux exposée actuellement est située un peu au Sud de l'embouchure de l'aber, près du lieu-dit Beg ar Groaz. Le filon est visible à la fois côté océan et côté ria. La formation se retrouve sur la rive est de l'anse de Milin an Aod et plus à l'Est encore, en éboulis, dans les terres. Son extension est certainement de plusieurs centaines de mètres selon la direction générale W-E, un peu variable (presque WNW à Beg ar Groaz). Sa puissance est de 2 à 3 m ; le filon est subvertical.

D'autres filons du même type ont été observés : (1) au Sud-Ouest de la grève de Porz ar Marc'h (orientation E-W) ; (2) au Sud-Est de la butte 31 près de Kerglonou, une ancienne carrière allongée selon la direction E-W exploitait l'aplite à nodules de tourmaline (peut-être s'agit-il ici du prolongement du filon de Beg ar Groaz ou d'un filon parallèle ?) ; (3) dans la carrière de Kerglonou ; (4) près de Kerglastr au Sud-Est de Brélès (uniquement en éboulis) ; (5) à l'Est de Kerdivichan (Est de Brélès), le filon d'aplite à nodules paraît subméri-dien ; (6) un bâtiment annexe du château de Brescanvel (SSE de Brélès) est en partie construit en aplite à nodules de tourmaline. Au total, ce type de filons doit être assez répandu dans le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut. Il paraît s'être mis en place dans un système de fractures perpendiculaires.

À Beg ar Groaz, la dimension des nodules de tourmaline va de quelques centimètres à 20 cm. (1) L'aplite proprement dite est formée de microcline, albite, quartz et d'un peu de muscovite. Les nodules sont constitués par de la tourmaline très pœcilitique en plages squelettiques (feldspath et quartz englobés) se développant aux dépens de l'aplite. Au microscope la tourmaline présente une teinte brun-vert. On peut observer des faisceaux légèrement divergents de très grandes

tourmalines poecilitiques. (2) Un filon de tourmaline-quartz, de quelques centimètres de puissance, recoupe l'aplite à nodules; certains nodules sont tranchés par le filonnet. La tourmaline de cette petite structure filonienne est zonée (dans les bleus et verts); à la différence de la tourmaline de nodules, elle offre une nette tendance automorphe. (3) À proximité du filon d'aplite à nodules, le granite porphyroïde rose est recoupé par une tourmaline de quelques centimètres de puissance (tourmalines zonées, plus vertes que bleues, associées au quartz).

Le tableau XI donne la composition chimique de l'aplite (sans les nodules) : échantillon 89; des nodules à tourmaline (moyenne de 3 analyses) : éch. 90; et de la tourmalinite recoupant le granite porphyroïde à proximité : éch. 93. L'aplite (89) est caractérisée par la très faible teneur en éléments ferro-magnésiens (Fe_2O_3 : 0,13 %; MgO : 0,02 %) et son cachet potassique ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: 1,52). La teneur en bore est très faible (23 ppm). Les nodules à tourmaline (90) montrent au contraire un fort pourcentage en éléments ferro-magnésiens (Fe_2O_3 : 4,97 %; MgO : 1,14 %) et, évidemment en bore (9 746 ppm) : la distribution de ces éléments entre aplice *s.s.* et nodules est remarquable. Le rapport Fe/Mg (5,1), indique que la tourmaline des nodules appartient au type schorlité, mais avec une certaine tendance vers le pôle dravite. La même tendance, encore plus accentuée, se retrouve pour la tourmalinite (93) (Fe/Mg : 4,5). La teneur en bore de ce filon est extrêmement forte (> 18 000 ppm, limite supérieure de dosabilité de cet élément par la méthode utilisée). On notera par ailleurs que ces différentes tourmalinites ne sont pas lithinifères (Li : 42 et 56 ppm). La tourmalinite (93) se distingue de la tourmalinite de nodules (90) par une très forte concentration en vanadium (respectivement 1 846 et 14 ppm). La radioactivité moyenne de l'aplite à nodules de Beg ar Groaz est faible (94 c/s) (Chauris, 1992c).

YP.¹⁻² Granite à deux micas de Ploudalmézeau. Ce granite et ses nombreuses apophyses filoniennes constituent le deuxième ensemble majeur, plus tardif, du complexe plutonique de l'Aber-Ildut *l.s.* (fig. 2). Dans les limites de la feuille Plouarzel, il affleure entre la bande écrasée septentrionale du granite porphyroïde de l'Aber-Ildut et la partie principale de ce granite. Sa bordure nord, rectiligne, est également affectée par le cisaillement de Porspoder. Aux approches de Ploudalmézeau, cette zone de faiblesse est aussi soulignée par un puissant filon de quartz.

Très étroit à l'Ouest, aux environs de Porspoder, le granite de Ploudalmézeau s'élargit progressivement vers l'Est, en présentant sur sa bordure méridionale un contour festonné; le granite offre alors une structure en dalles subhorizontales, qui avait motivé son intense exploitation pour moellons près de Ploudalmézeau et de Flourin. En plusieurs points, en particulier entre la Garchine et Porspoder, le granite recoupe et enclave à l'emporte-pièce le granite porphyroïde rose, témoignant ainsi de sa postériorité.

Le plus souvent, la roche, de teinte claire et à grain moyen, parfois un peu porphyroïde, est formé de microcline, d'albite à quelques pour cent ou d'albite-oligoclase, de quartz sans extinction roulante, de biotite plus ou moins décolorée, de muscovite en lames et d'un peu d'apatite; localement, la tourmaline est présente. La tendance leucogranitique est nette. En certains points, le granite est recoupé par des diaclases tourmalinisées montrant un peu de mispickel et parfois de chalcopyrite.

Dans la zone de cisaillement de Porspoder, le granite de Ploudalmézeau est intensément écrasé et mylonitisé (quartz à extinction roulante, irrégulièrement engrené; lamelles de macles des plagioclases tordues ou brisées; lames de muscovite ondulées et effilochées).

Le granite de Ploudalmézeau réapparaît, avec des caractères comparables (microcline, deux micas, un peu de tourmaline) dans l'île de Bannec à près de 20 km du « continent ». Il constitue également les récifs voisins de l'île (Berlimou, Enez Kreiz, Enez ar Roc'h Hir; Staon Vraz, sur la feuille Le Conquet; Louedog et Korn ar Men). Il montre une structure en dalles peu inclinées. À Louedog, il admet d'assez nombreuses différenciations pegmatitiques à grosses tourmalines noires. Il peut montrer un léger écrasement. À la partie septentrionale de Bannec, il est recoupé par de nombreuses cassures parallèles N70°E qui indiquent la proximité du prolongement du linéament de Porspoder dans le chenal du Fromveur.

La mise en place du leucogranite de Ploudalmézeau (avec ses prolongements orientaux par Landéla, sous forme d'une étroite lame mylonitique, puis par Kernilis, sous forme d'un large massif s'avancant vers le Sud-Ouest; fig. 2) est indubitablement liée — comme celle, antérieure, du granite de l'Aber-Ildut — à la zone de faiblesse crustale constituée par le linéament de Porspoder. Comme le granite porphyroïde de l'Aber-Ildut, le leucogranite de Ploudalmézeau paraît s'être avancé vers le Sud, sous forme d'une grosse loupe peu inclinée, à la faveur de décollements dans la venue granitique précédente indurée. Cette manière de voir est en particulier suggérée par la disposition de ses satellites filoniens, souvent injectés selon des plans peu inclinés dans le granite de l'Aber-Ildut.

Chimiquement (tabl. XII, 95 à 97), le leucogranite de Ploudalmézeau se caractérise (moyenne de 3 analyses) par son acidité (SiO_2 : 74,05 %; CaO : 0,56 %); ses teneurs assez basses en éléments ferro-magnésiens (Fe_2O_3 : 1,21 %; MgO généralement < 0,20 %; TiO_2 : 0,11 %); la dominante de la potasse sur la soude ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: 1,35). La différenciation n'est pourtant pas très poussée: B = 58 ppm; Sr = 43 ppm; Ba = 89 ppm.

On a rattaché au granite de Ploudalmézeau plusieurs puissantes formations filoniennes méridionales recoupant à l'emporte-pièce le granite porphyroïde de l'Aber-Ildut. Mis à part la différence de grain (plus fin), les compositions sont très comparables (avec également

présence d'un peu de tourmaline) (tabl. XII, 98 et 99). La moyenne des 2 analyses donne en effet : $\text{SiO}_2 = 73,80 \%$; $\text{CaO} = 0,53 \%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,91 \%$; $\text{MgO} < 0,20 \%$; $\text{TiO}_2 = 0,10 \%$. Prédominance de la potasse sur la soude ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} : 1,56$). B: 86; Sr: 78; Ba: 123.

Quelques mesures de radioactivité (5 sites) sur le granite de Ploudalmézeau et ses apophyses filoniennes méridionales ont donné une moyenne de 123 c/s, avec, selon les sites, des moyennes de 109 à 139 c/s; ces faibles variations sont en bon accord avec le cachet homogène du pluton.

D'autres filons, beaucoup plus minces (parfois de l'ordre du mètre seulement), interprétés également comme des satellites méridionaux du granite de Ploudalmézeau, injectés dans le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut, offrent une texture aplito-pegmatitique et sont caractérisés par la présence systématique de tourmaline; ils offrent parfois un habitus rubané. Ils renferment localement des enclaves du granite porphyroïde rose. Les meilleurs affleurements sont visibles sur l'estran au Nord de Mazou. Ces formations sont fortement différenciées (tabl. XII, 100 et 101) (moyenne de 2 analyses): teneur relativement élevée en bore (B: 476 ppm); faible teneur en strontium (Sr: 49 ppm) et surtout en baryum (Ba: 22). Leur radioactivité est faible: 88 c/s sur un site au Nord de Mazou, avec peu de variations ponctuelles (de 81 à 99 c/s).

FILONS

Ouessant

Υ^1 . **Leucogranites tardifs.** Le granite de Porzguen et les septa de micaschistes enclavés sont recoupés par quelques stocks leucogranitiques et surtout par d'innombrables filonnets de granite à grain fin, à tourmaline, souvent associés à des tourmalinites, trop minces pour être reportés sur la carte à 1/50 000. En divers points, il est possible d'observer la succession de plusieurs intrusions.

La pointe de Roc'h Hir est essentiellement constituée par un puissant dyke N10°E de granite fin à deux micas, dépourvu d'orientation, admettant localement des schlieren (de quelques dizaines de centimètres) hypermicacés (biotite dominante, muscovite accessoire) où apparaissent de belles tourmalines disséminées de 1 à 2 cm de long. Le granite fin est recoupé par des filons de granite très clair, à tourmaline disséminée, passant localement à des faciès pegmatitiques, également à tourmaline, et par des filons quartzeux à tourmaline, voire de véritables tourmalinites massives, de quelques centimètres de puissance, qui provoquent aux épontes un intense blanchiment.

Dans une autre pointe, située juste à l'Est de Roc'h Hir, un granite fin à deux micas est parcouru par un lacis de granite très blanc, à

tourmaline, admettant de gros amas de quartz tardif sans tourmaline (et par suite postérieur à l'évolution pneumatolytique borée).

Au fond de l'anse de Porz Kored, affleure un granite fin à deux micas, tout à fait identique à celui de Roc'h Hir, recoupé par plusieurs filons leucocrates à tendance aplito-pegmatitique, d'une vingtaine de centimètres de puissance, avec un peu de muscovite et tourmaline disséminée très abondante.

Toujours au fond de l'anse de Porz Kored, à proximité de l'occurrence précédente, la succession suivante a été mise en évidence : (1) granite fin à deux micas; (2) granite rubané (N60°E), à muscovite abondante et rare biotite, recoupant et enclavant (1); et (3) les deux granites précédents sont recoupés à leur tour par un filon de granite aplitique (NNW-SSE). Un filon de quartz, de teinte gris bleuté pâle, d'une vingtaine de centimètres de puissance, minéralisé en mispickel, s'allonge en direction dans la venue (2).

À la pointe de Penn ar Gored (Penn ar Viler), le granite de Porzguen est recoupé par des filons de granite leucocrate infradécimétriques à inframétriques, formant une sorte de stockwerk (orientation et inclinaison très diverses). Le faciès le plus fréquent est un granite aplitique très blanc, à muscovite, caractérisé par l'abondance de la tourmaline disséminée, et offrant, localement, une tendance pegmatitique. L'un de ces filons, d'une trentaine de centimètres de puissance, passe progressivement en direction à une tourmalinite massive (20 cm). Par ailleurs, les filons de granite leucocrate à tourmaline disséminée sont recoupés par de minces filonnets (1-2 cm) de quartz-tourmaline.

Plus à l'Est, toujours dans la presqu'île de Feunteun Velen, les micaschistes sont recoupés par un filon de granite leucocrate à grain fin, à muscovite et tourmaline, parcouru par des tourmalinites massives, d'une dizaine de centimètre de puissance, qui provoquent un intense blanchiment.

De très nombreux autres exemples de granite fin à tourmaline sont visibles dans le granite de Porzguen : pointe à l'Est de l'anse de Porz Kored (filonnet aplito-pegmatitique, à innombrables petites tourmalines, vertes au microscope); d'Ar Pilliged à Penn ar Gored, (filons granitiques, à microcline et tourmaline brune, localement verte, parcourus par des veinules de tourmalinites); Ouest de Roc'h Toul (nombreux filonnets à grain très fin, à microcline, grenat et tourmaline brun-verdâtre, à cœur bleuté); pointe de Porz ar Ejen (micaschistes et granite de Porz Guen, recoupés par des filons de granite blanc, à muscovite et tourmaline).

Les analyses chimiques (tabl. III, 26 à 29) précisent que les granites tardifs appartiennent à plusieurs types. Dans le premier type (granite fin à deux micas, pointe de Roc'h Hir [26]; granite rubané à muscovite et rare biotite, Porz Kored [27]), la différenciation magmatique n'est pas encore très poussée, comme l'attestent les teneurs assez élevées

en baryum (respectivement 346 et 315 g/t). Dans le deuxième type (granite à tourmaline, Feunteun Velen [28 et 29]), la différenciation est nettement plus poussée. La teneur en bore a augmenté de manière significative (respectivement 203 et 487 g/t) et coïncide avec la cristallisation de la tourmaline; les teneurs en baryum ont diminué (77 et 164 g/t); le pourcentage en titane est très faible (TiO_2 : 0,02 %). Deux faciès ont été notés : un faciès peu potassique (K_2O : 1,10 %) et un faciès potassique (K_2O : 5,40 %); le premier faciès se caractérise également par l'augmentation des teneurs en Be (21 g/t), en Sn (27 g/t) et en As (21 g/t); ces deux faciès sont, par contre, pratiquement dépourvus de lithium ($\text{Li} < 10$ g/t).

La radioactivité des granites tardifs reste faible. La moyenne de 6 sites s'établit à 112 c/s (selon les sites : 92 à 133).

Contrairement aux granites aplitiques à tourmaline, les pegmatites tourmalinifères sont relativement rares à Ouessant et toujours de faible puissance (quelques dizaines de centimètres au maximum). Elles renferment de la muscovite, parfois du grenat et de l'apatite.

Tourmalinites. La description des filons leucogranitiques tardifs a déjà attiré l'attention sur la présence des tourmalinites associées. La tourmalinisation présente une ampleur remarquable à Ouessant et mérite un examen détaillé. Dès 1844, de Fourcy avait signalé des « nids de tourmaline » sur la côte méridionale. Des tourmalinites avaient été décrites par E. Jérémie et A. Sandréa (1957) aux environs de Porz Doun dans la presqu'île de Feunteun Velen. Ultérieurement, L. Chauris (1966) avait noté la fréquence des tourmalinites dans diverses parties d'Ouessant. Toutefois, ces travaux préliminaires ne situaient pas le processus de tourmalinisation dans l'évolution structuro-pétrogénétique de l'île. De plus, les données analytiques sur la géochimie du bore dans les différentes unités lithologiques faisaient totalement défaut. Lors du levé de la carte, le caractère spectaculaire des affleurements, le plus souvent parfaitement dégagés dans les falaises et sur l'estran, a rendu possible une étude morphologique et pétrographique détaillée. Ces observations ont été complétées par 24 analyses chimiques, avec dosage du bore et de divers éléments en traces (tabl. I, II et III) (Chauris, 1992b).

Plusieurs ensembles lithologiques d'Ouessant présentent sporadiquement quelques cristaux de tourmaline isolés, dont l'origine est à rechercher dans les émanations des fluides borés tardifs sur des roches déjà formées. Cette tourmaline disséminée, d'origine métasomatique, s'observe dans les micaschistes (ici, la tourmaline tend, le plus souvent à se développer dans le plan de schistosité, parfois au travers de la foliation), dans les quartzites micacés, dans les gneiss migmatitiques et dans le granite de Porzguen. Dans tous ces cas, la tourmaline, de teinte brune au microscope, n'est pas liée à l'évolution primaire de la roche qui la renferme, mais provient de la surimposition d'un processus secondaire. Dans les échantillons dépourvus de tourmaline, la teneur en bore reste très basse : trondhémite (< 10 g/t), microtrondhémite

(maximum : 14 g/t); gneiss migmatitiques (21 g/t); granite anatectique à biotite de Yusin (23 g/t); granite de Porzguen (32 g/t); granite rose de Lampaul (12 g/t).

Dans le leucogranite de Lokeltas, la différenciation magmatique ultime conduit à la cristallisation de tourmaline squelettique en nids poëciblastiques disséminés; dans les échantillons sans tourmaline apparente, la teneur en bore reste encore faible (41 g/t), mais déjà double par rapport au leucogranite moins différencié de Beninou (20 g/t). Les teneurs augmentent un peu dans les filons de granite à deux micas (Roc'h Hir : 56 g/t; Porz Kored : 65 g/t) et croissent rapidement dans les filons leucogranitiques (203 et 487 g/t), où la tourmaline (brune, localement verte) est alors bien visible. Les tourmalinites représentent le stade ultime de la différenciation tardi- à postmagmatique dont les filons leucogranitiques sont les précurseurs immédiats. La teneur en bore devient alors exceptionnellement élevée et peut dépasser 20 000 g/t, soit plus de 2 % (tabl. III, 30 à 34).

• **District de Porz Doun.** Sur la rive méridionale de la presqu'île de Feuten Velen, aux environs de Porz Doun, trois types principaux de tourmalinites massives ont été distingués d'après la nature de la roche encaissante :

— *filons granitiques leucocrates.* La concentration du bore s'est effectuée au sein de la structure filonienne elle-même, avec passage très rapide (sur 1 à 2 cm) du granite à tourmaline disséminée à la tourmaline massive, de plusieurs dizaines de centimètres de puissance. Un amas quartzueux (jusqu'à plus d'un mètre de large), dépourvu de tourmaline, se développe souvent au cœur de la tourmalinite ou à l'une de ses épontes : ainsi apparaît une nette zonation : granite leucocrate-tourmalinite-quartz. Dans quelques cas, le filon granitique est parcouru par des filonnets de tourmalinite massive qui y provoquent un intense blanchiment ;

— *micaschistes.* Dans ce cas, les émanations borées, liées à l'ultime différenciation leucogranitique, se sont échappées du magma et ont pénétré dans les micaschistes, antérieurement faillés, fracturés, voire disloqués. Le contact peut être très tranché entre le filon de tourmalinite et le micaschiste. Le plus souvent, la tourmalinite est oblique par rapport à la foliation du micaschiste. Parfois, le micaschiste est bréchié au contact de la tourmalinite. Aux épontes, le micaschiste peut être éclairci sur quelques centimètres et enrichi en muscovite. Les filons de tourmalinite peuvent se ramifier et se terminer en pointe dans le micaschiste. La présence d'un noyau quartzueux, observé dans quelques cas, indique des processus de réouverture tardive de la structure filonienne ;

— *granite de Porzguen.* Comme dans le cas précédent, les tourmalinites se sont formées, à l'évidence, dans des fissures. Les fluides borés ont nettement transformé la roche encaissante à la faveur de la fracturation. Aux épontes, le granite est intensément blanchi. Dans quelques cas, les modalités sont plus complexes. Les deux épontes de la tourmalinite peuvent être de nature différente : micaschiste d'un côté, granite de Porzguen de l'autre côté. Ou bien encore, un granite

leucocrate apparaît, au moins localement, entre le micaschiste et la tourmalinite.

La puissance des différentes tourmalinites du district de Porz Doun est très variable et va de quelques centimètres à 2-3 m. Les tourmalinites sont toujours lenticulaires et diminuent souvent très rapidement de puissance.

La paragenèse des tourmalinites est simple. La tourmaline représente, de loin, le constituant majeur. La dimension des cristaux est variable : la tourmaline constitue, soit un véritable « feutrage » où les cristaux sont peu visibles à l'œil nu, soit un enchevêtrement de cristaux atteignant jusqu'à 1 mm de section. Les tourmalinites intramicaschisteuses peuvent présenter un grain plus fin que les tourmalinites intragranitiques, sans qu'il y ait, en fait, de règle absolue. Les cristaux sont généralement jointifs, automorphes, à dominante brune, localement un peu bleuté ; ils peuvent être légèrement zonés, la bordure externe offre alors une tendance à la teinte bleutée. Dans les tourmalinites intramicaschisteuses, l'allongement des cristaux tend à présenter un grossier parallélisme qui paraît être en relation avec la foliation du micaschiste. Le quartz est le second minéral au point de vue importance. Il moule les cristaux de tourmaline au sein de la masse tourmalinisée ; il forme des veinules recoupant la tourmalinite ou encore apparaît en gros amas pluridécimétriques, voire parfois métriques au cœur ou en bordure de la tourmalinite. Dans tous les cas, la postériorité du quartz par rapport à la tourmaline ne fait aucun doute. La muscovite se présente parfois en lames associées à la tourmaline. Les tourmalinites intragranitiques montrent quelques amas feldspathiques. Un peu de séricite tardive, en éventail, apparaît localement. Parfois, les tourmalinites sont très riches en mispickel. Les autres minéraux sont sporadiques : apatite, monazite (rare),... E. Jérémine et A. Sandréa (1957) ont signalé la présence (dans un seul échantillon) de cristaux de thorite, partiellement altérée en orangite, et de brookite.

La composition chimique de 5 tourmalinites du district de Porz Doun est reportée dans le tableau III (30 à 34). Les caractéristiques essentielles sont les suivantes. Dans tous les cas, forte teneur en fer (Fe: 7,25 %). La concentration du fer — en particulier dans le cas des tourmalinites situées dans les filons granitiques leucocrates — implique obligatoirement d'importantes migrations de ce métal. Le géochimiste russe Fersman a établi depuis longtemps que « l'émanation du bore détermine en premier lieu la concentration du fer » : le bore joue le rôle d'un « déferisateur » extrêmement efficace. Les teneurs en magnésium sont relativement élevées (Mg: 2,79). Le rapport Fe/Mg (2,6) indique que des tourmalines intermédiaires entre le pôle schorlite dominant (tourmaline ferrifère) et le pôle dravite subordonné (tourmaline magnésienne). Par ailleurs, les tourmalinites de Porz Doun sont très peu lithinifères (Li: 160 g/t). Elles ne présentent aucune concentration en béryllium (Be: 5 g/t). Les teneurs en bore sont évidemment très élevées (teneur moyenne [t.m.] des 5 échantillons :

21 670 g/t) : les tourmalinites massives de Porz Doun représentent ainsi une singulière accumulation de cet élément rare. Deux autres éléments en traces méritent une mention spéciale : le vanadium (t.m. 2 éch. : 2 506 g/t) et le zinc (t.m. 2 éch. : 576 g/t). Par contre, les teneurs en étain restent faibles (t.m. 4 éch. : 42 g/t) ; la cassitérite n'a d'ailleurs pas été observée.

● **Autres occurrences.** Les autres tourmalinites de l'île d'Ouessant sont moins spectaculaires que celles du district de Porz Doun, mais méritent toutefois de retenir l'attention :

— au fond de l'anse de *Porz Kored* affleure un champ filonien tourmalinite-quartz, assez comparable à celui de Porz Doun, mais avec des occurrences moins puissantes, tant dans les micaschistes que dans les granites. Aux épontes des lentilles de tourmalinite-quartz, le granite montre les mêmes phénomènes de blanchiment. Les tourmalinites-quartz présentent du mispickel en amas de plusieurs centimètres ; le mispickel peut aussi se développer dans les épontes. Plus rarement, les tourmalinites sont riches en pyrite. Deux générations de tourmaline peuvent être parfois distinguées ; la seconde génération, qui cristallise uniquement dans les fissures de la tourmalinite I, se présente en cristaux aciculaires de teinte bleue, moulés par du quartz ;

— au *Sud d'Ar Vri Louët*, près de Yusin, le granite anatectique à biotite est affecté localement par une mylonitisation subverticale WSW-ENE. Des tourmalinites, qui peuvent atteindre une quinzaine de centimètres de puissance, se sont développées dans les mylonites ; au contact des tourmalinites, le granite mylonitisé est blanchi ; un peu de tourmaline diffuse s'est développée parallèlement à la foliation de cataclase ;

— dans la *presqu'île de Kadoran*, le granite est recoupé par des filons de tourmalinite-quartz qui dépassent parfois 20 cm de puissance. La tourmalination s'est développée aussi, intensément, le long des fissures, aboutissant à la formation de tourmalinite-quartz du type filons-diaclasses, de puissance infracentimétrique, qui provoquent à leur éponte un net blanchiment du granite ;

— les tourmalinites sont rares et peu importantes dans le *leucogranite de Lokeltas* (environ du phare de Creac'h, de la pointe de Pern, de Kinviog,...). D'innombrables filonnets de tourmalinites recoupent le dyke leucogranitique de Roc'h Hir, en provoquant un net blanchiment du granite. Dans la partie sud-est d'Ouessant, le granite de Porzguen ou les filons de granite fin leucocrate qui le recoupent, sont traversés par des filonnets de tourmalinite (Stang Kianenig, Penn-Arlan, environs de la Croix Saint-Paul,...).

μσ. **Microsyénite.** Un étroit champ filonien, constitué par plusieurs filons de microsyénite, recoupe le leucogranite de la presqu'île de Lokeltas, aux environs de Poull Bridik au Nord et aux abords de Bougzenn au Sud. À l'intérieur, d'anciennes carrières et des éboulis permettent de suivre son tracé entre les deux sites littoraux. Près de Poull Bridik, une demi-douzaine de filons, d'orientation variée (N30°E à N10°W) et de puissance parfois supérieure à deux mètres, affleurent

dans les falaises ; près de Bougzenn, le filon qui se ramifie et enclave le granite, offre une puissance totale de plusieurs mètres. Par érosion différentielle, les filons apparaissent en creux dans la topographie (« couloir » des environs de Poull Bridik).

Les filons présentent une teinte brun-rouge, très caractéristique. Le grain, hétéromorphe, reste fin. Au microscope (Jérémie *et al.*, 1957 ; Bellon *et al.*, 1985), la phénopase apparaît représentée par de l'orthose, un plagioclase acide séricitisé (ancien oligoclase), du quartz en globule entouré d'une couronne d'aiguilles d'amphibole et de lames de chlorite (quartz « blindé »), de la biotite altérée (transformation en un mélange de chlorite, séricite et hydroxyde de fer) et de nombreuses apatites millimétriques parfaitement automorphes. La méso-stase cryptocristalline montre des microlites d'orthose dans un quartz pœciloclastique ou des sphérolites palmés feldspathiques. Localement, biotite intacte et petits cristaux d'augite. Au total, on notera l'abondance de l'orthose et la rareté du quartz. La composition est microsyénitique.

Cette détermination est confirmée par l'analyse chimique (tabl. III, 35 à 37 bis), qui indique une teneur modérée en SiO_2 (64,8 %) et de fortes teneurs en K_2O (5,95 %) et en Fe_2O_3 (3,42 %). La teneur élevée en P_2O_5 (0,58 %) s'explique par l'abondance de l'apatite. Les teneurs en Ba (2354 ppm) et en Sr (788 ppm) sont singulièrement élevées. La radioactivité est moyenne (170 c/s).

L'absence totale d'écrasement suggère un âge relativement récent, postérieur à la tectonique directionnelle WSW-ENE qui affecte localement le leucogranite de Lokeltas. Les mesures géochronologiques par la méthode K/Ar sur roche totale (Bellon *et al.*, 1985), effectuées sur un filon de Poull Bridik (partie centrale et bordure), concordent entre elles et permettent d'établir à $286,1 \pm 14,5$ Ma l'âge de ces dernières manifestations intrusives de l'île d'Ouessant. Par leur chimisme, les microsyénites d'Ouessant se rapprochent des filons microsyénitiques de l'île de Molène (Fe_2O_3 : 3,45 % ; K_2O : 5,90 % ; P_2O_5 : 0,48 % ; Ba : 2100 ppm ; Sr : 675 ppm) (Bellon *et al.*, 1985 ; Chauris *et al.*, 1989). Leur âge K/Ar est apparemment un peu plus récent que celui des filons de Molène ($305,4 \pm 15,3$ Ma). Dans les deux cas, les filons microsyénitiques jalonnent les grandes fractures subméridiennes liées aux phases de détente qui ont affecté tardivement le bâti hercynien.

Q. Quartz. À Ouessant, quelques filons méritent une mention spéciale. À l'Est du phare du Stiff, près de la côte, un filon inframétrique, parfois bréchique, localement ramifié en plusieurs branches, présente un peu de pyrite. Près de Porz Men, un filon de quartz, de faible puissance (0,15 m) avec cristaux enfumés, affleure dans la falaise selon la direction WNW-ESE. Un filon de quartz jalonnant une faille NNW-SSE a été tracé à l'Est d'Ar Pilliged : il met en contact le granite de Porzguen avec les micaschistes. Le quartz filonien a été également observé juste à l'Est de la pointe de Roc'h Hir ; au Sud de

Porz Kenzy (N20°E),... La radioactivité des filons de quartz est très faible (48 c/s seulement à Roc'h Hir).

Plouarzel

$\mu\Upsilon^1$. **Microgranite de l'île Ségat.** Le granite à gros grain, deux micas et tourmaline de l'île Ségat, est recoupée selon la direction N50°E, par un mince filon (0,50 m), subvertical, à tendance microgranitique, à grain fin, caractérisé par la présence de tourmaline pœcilitique (quartz englobé), de teinte brun-vert, avec halos pléochroïques. Chimiquement, ce microgranite (tabl. XI, 92) se caractérise par sa forte acidité, son faible pourcentage en éléments ferro-magnésiens ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 = 0,88\%$), sa tendance sodique ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 1$) et ses très faibles teneurs en Sr (22 ppm) et Ba (25 ppm), indiquant une différenciation poussée.

$\mu\Upsilon$. **Microgranite de Lanrivoaré.** La feuille Plouarzel montre (avec la feuille Le Conquet) la terminaison occidentale du très grand champ filonien, de direction générale subméridienne (allongement maximum de 18 km), mis en évidence sur les feuilles Plabennec et Brest (Chauris *et al.*, 1977). L'ensemble principal — dit de Lanrivoaré — comprend une douzaine de filons subparallèles; la feuille Plouarzel intercepte uniquement les 3 filons les plus occidentaux, d'extension relativement réduite (environs de Kerlaody, de Keruzaré et de Lestreïna), entièrement encaissés dans le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut. L'ensemble secondaire — dit de Ploumoguier — comprend une demi-douzaine de filons; la feuille Plouarzel montre uniquement la partie septentrionale du champ filonien, essentiellement intrusive dans le granite de Saint-Renan (environs de Kerarbec et de Kervinic).

Ces microgranites présentent, dans leur ensemble, une nette homogénéité. Ce sont des roches de teinte claire, gris pâle. Les principales variations se manifestent aux approches des épontes, avec développement de faciès à grain très fin. En fait, toutes les transitions apparaissent entre les faciès porphyroïdes et les faciès aphanitiques. La phénophasse comprend feldspath potassique (microcline) automorphe à subautomorphe, plagioclase acide, biotite brune automorphe et quartz globuleux; la mésostase, quartz, albite, feldspath potassique, biotite chloritisée, mica blanc en fines lamelles.

Les analyses chimiques (Chauris *et al.*, 1977) réparties sur l'ensemble des filons (22 échantillons) indiquent un caractère potassique (K_2O : 4,69%; Na_2O : 3,11%) et une faible teneur en chaux (CaO : 0,39%). Le champ filonien microgranitique appartient au type hololeucocrate, à la limite monzonitique-subalcalin.

Des mesures géochronologiques (7 échantillons) par la méthode Rb/Sr en roche totale ont donné un âge de 292 ± 9 Ma. L'intrusion des filons a suivi de près la mise en place polyphasée du pluton de l'Aber-Ildut *l.s.*, dont les microgranites recoupent les deux ensembles

majeurs successifs (granite porphyroïde rose et leucogranite de Ploudalmézeau).

v. **Lamprophyre de Melon.** Le levé cartographique a mis en évidence, en bordure de mer, essentiellement dans le granite rose de l'Aber-Ildut, un champ filonien lamprophyrique suivi sur 5 km, selon une direction subméridienne (N10°W). Près de Melon, 7 filons parallèles ont été observés. Les puissances, variables, atteignent parfois plusieurs mètres. Seul le filon de la Garchine, injecté dans l'accident linéaire de Porspoder possède une orientation différente (WSW-ENE) (fig. 4). L'altération météorique, souvent très intense, de ces roches

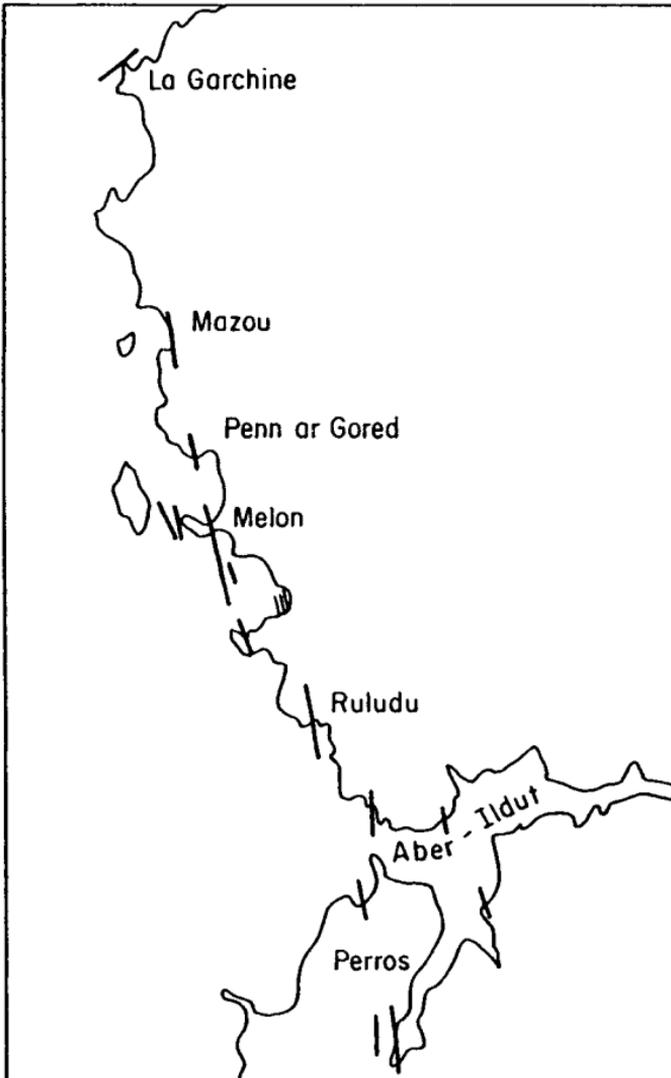


Fig. 4 - Champ filonien lamprophyrique de Melon

micacées, rend leur reconnaissance pratiquement impossible à l'intérieur des terres. Les quelques filons observés sur les bords de la ria de l'Aber-Ildut suggèrent toutefois que le champ filonien s'étend également à l'Est du littoral.

Les filons sont formés d'une roche gris sombre, à grain fin, avec biotite brune, hétérométrique (0,5 à 5 mm), feldspath potassique automorphe, plagioclase, apatite très abondante en prismes hexagonaux, petits amas quartzeux,... Les analyses chimiques (tabl. XI, 94, moyenne de 3 analyses) soulignent le caractère très potassique (K_2O : 7,15 %), indiquant un lamprophyre potassique ou minette; la teneur en baryum est singulièrement élevée (5 350 ppm); il en est de même de la teneur en strontium (1 385 ppm). L'abondance de l'apatite explique le fort pourcentage en phosphore (P_2O_5 : 1,30 %). On remarquera aussi la teneur assez élevée en cérium (357 ppm). La radioactivité moyenne (25 mesures ponctuelles) est de 202 c/s.

L'un des filons de Melon a été daté par la méthode K/Ar et a donné un âge de $242,9 \pm 12,1$ Ma (Bellon *et al.*, 1988).

Q. Quartz. Les filons de quartz sont, dans l'ensemble, peu nombreux sur la feuille Plouarzel, où ils présentent des directions variées. Quelques uns sont brièvement cités ici. Près de Streat Glas, un filon quartzeux orienté WSW-ENE jalonne localement la zone de cisaillement de Porspoder; il se poursuit localement, en direction, sur la feuille Plabennec. Près de Kermengam, au Sud-Est de Brélès, un filon de quartz rubané est uniquement indiqué par ses éboulis.

En fait, la plupart des filons ont été notés en bordure de mer, par suite des excellentes conditions d'affleurement. (1) Dans l'anse de Milin an Aod, près de Perros, affleure une zone silicifiée subverticale, d'environ deux mètres de puissance, orientée approximativement NW-SE. (2) À l'WSW du phare de Trézien, filon de puissance métrique, subvertical, orienté au NNW. (3) Récif de Goaltoc'h, filon subméridien, dans le prolongement présumé du filon de la pointe de Corsen (feuille Le Conquet). (4) À la pointe de Porzypaul, filon de quartz NNW. (5) À l'île Mazou, zone de fracture subméridienne, silicifiée, avec un filon quartzeux principal et de nombreux filons parallèles.

TERTIAIRE

Grès et poudingues. Des blocs de grès et de poudingues, très résiduels, ont été localement observés sur cette feuille. La taille réduite de ces rares occurrences ne permet pas leur représentation à l'échelle du 1/50 000; ils sont reportés sur la figure 5.

Les grès de Kérulou, à l'Est de Landunvez, se présentent sous forme de blocs qui peuvent atteindre 0,50 m de longueur. En surface, ils sont blanchâtres, avec parfois un aspect vernissé et résineux et des traces d'éolisation. L'observation en lame mince montre qu'il s'agit

de microquartzites, avec parfois des traces digérées de structures bréchoïdes et des fantômes de structures resiliçifiées riches en micas. Les quartz ne présentent pas d'extinction roulante, à l'inverse des autres formations quartziteuses du socle léonard. Il s'agit selon toute vraisemblance de grès de recristallisation de l'Éocène, comme ceux de La Clarté dans le Morbihan, qui occupaient à l'origine un fond de cuvette, et qui ont été par la suite démantelés. D'autres grès ladères de ce type ont également été repérés entre Landunvez et Saint-Gonvarc'h. Ces blocs, autrefois observables dans les talus, ont actuellement en grande partie disparu, à la suite des travaux de remembrement des terres agricoles. Des galets de ce type ont été également notés dans les alluvions oligocènes de l'Aber-Ildut (feuille Brest), ce qui montre que cette formation a dû être plus étendue et que ces blocs représentent en fait des erratiques qui ont sans doute été déplacés par les transgressions qui ont, durant le Tertiaire, retouché la surface du Léon.

Le poudingue de Kerahoz, sur le versant oriental de la vallée du ruisseau de Plouarzel peu avant sa confluence avec l'Aber-Ildut, représente sans doute un témoin des nappes alluviales qui occupaient le fond de la vallée de l'aber à l'Oligocène. Il s'agit d'une formation à ciment ferrugineux, avec une silicification secondaire. Des silicifications ont été également observées localement dans les dépôts de la région de Saint-Renan : bois fossiles (feuille Brest). Ce poudingue occupait sans doute à l'origine le replat de Kerahoz, dont l'altitude doit correspondre au niveau du fond de la vallée à l'Oligocène, tout comme ceux de Tréoulan et de Kerglonou au-dessus de la rive sud de l'estuaire.

QUATERNAIRE

Formations marines et dépôts littoraux pléistocènes

My. **Plages anciennes.** Au dessus des estrans ou accrochés aux falaises, des galets et sables marins antérieurs à la dernière période glaciaire, jalonnent d'anciennes lignes de rivage plus élevées que le niveau actuel. Ces dépôts sont nombreux au Nord de l'estuaire de l'Aber-Ildut (fig. 5), ainsi que sur les presqu'îles occidentales d'Ouesant. À l'Est de l'île, où les falaises sont souvent abruptes, ils sont peu nombreux et parfois difficilement accessibles, par exemple près de Bouyou Glas, à l'Est de la presqu'île de Cadoran. Dans ce secteur, il ne subsiste parfois que des balcons rocheux sans galets, tel celui que l'on peut découvrir à l'extrémité de la pointe, où de longues cannelures d'érosion marine striant la roche au-dessus du niveau des hautes mers actuelles, ont impressionné les îliens qui ont appelé cet endroit le « jeu de boules des païens ».

Ces formations n'occupent généralement qu'une superficie réduite et ont été observées depuis le haut de l'estran jusqu'à 5-7 m au-dessus, avec des surcotes de 1 à 3 m dans les secteurs très exposés aux houles du large (côte septentrionale de la presqu'île de Locqueltas).

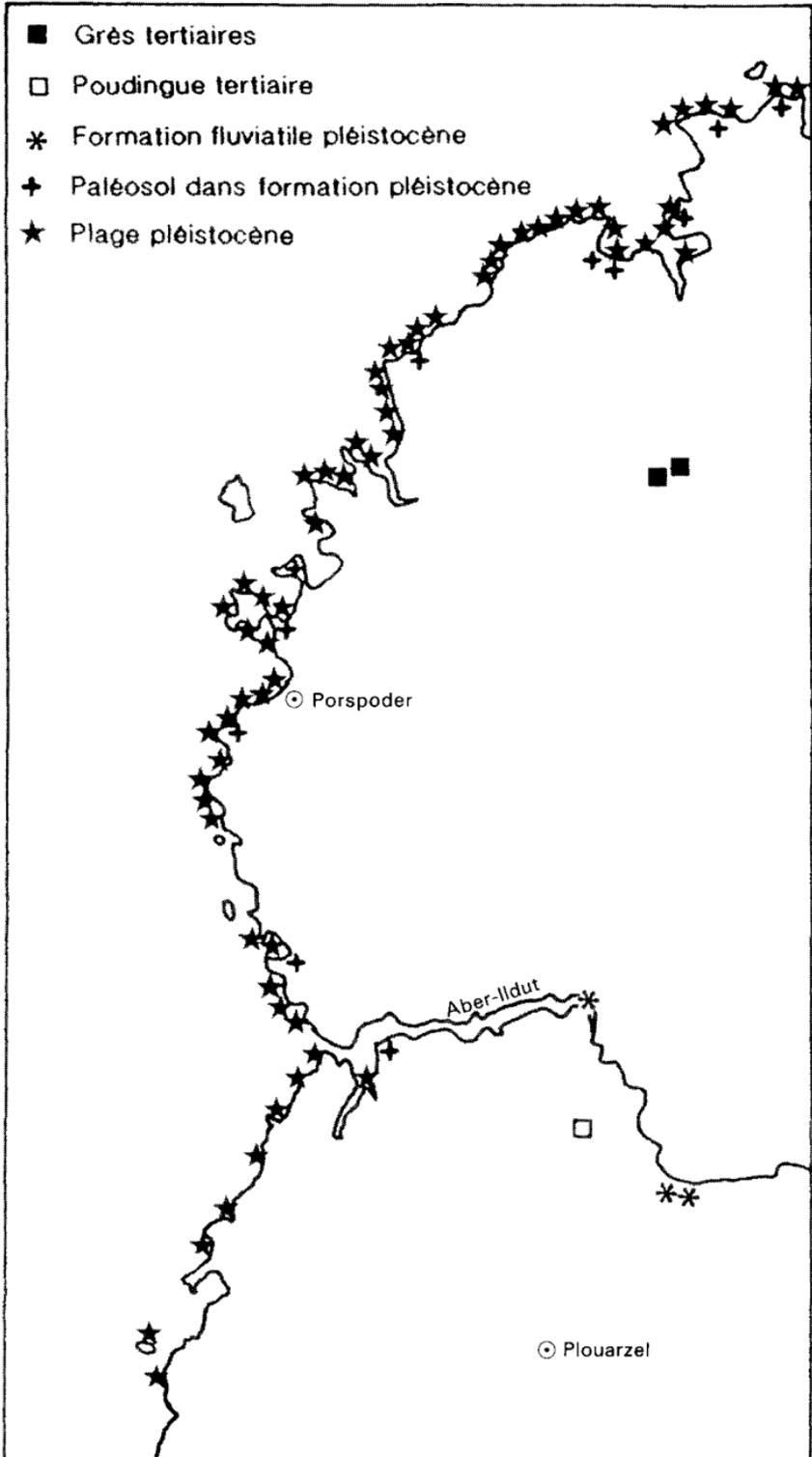


Fig. 5 - Formations tertiaires et pléistocènes

Cependant, à Ouessant, ainsi que sur la côte nord-ouest du Léon, il est vraisemblable que des témoins de rivages marins pléistocènes puissent affleurer jusqu'à 20 m d'altitude, comme sur les feuilles voisines (Le Conquet, Plabennec, Saint-Pol-de-Léon).

La plupart de ces formations ont été déjà notées par C. Barrois (1893), C. Robequain (1935), R. Battistini (1955), A. Guilcher (1957), L. Chauris (1966b) et B. Hallégouët (1971). De nouveaux dépôts peuvent apparaître avec le recul des cordons littoraux flamands, ou du fait de reprises d'érosion à la base des falaises, tandis que d'autres ont pu être fossilisés sous des éboulis, ou ont totalement disparu.

Les galets des cordons pléistocènes présentent une grande variété pétrographique. Les roches granitiques et cristallophylliennes proviennent pour l'essentiel du socle du Léon; les quartzites et les grès, des formations ordoviciennes et dévoniennes du synclinal médio-armoricain. À Ouessant, à l'Ouest de Trébéhou, on a compté plus de 75 % de roches exogènes, avec des apports de grès armoricains et de quartzites de la mer d'Iroise, et des galets de provenance plus lointaine ou inconnue, comme des microgranites du même type que ceux de l'Ero Vili en baie d'Audierne, et des roches volcaniques. Ces roches ont été souvent transportées sur de longues distances et C. Barrois (1877) avait attribué cette grande diversité pétrographique à des apports par glaces flottantes. Ces déplacements pourraient en effet résulter d'une dynamique glaciaire qui a pu se manifester sur les rivages de la péninsule bretonne à plusieurs occasions, notamment après l'optimum climatique éémien (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1989). Cependant, il ne faut pas oublier la capacité de transport des transgressions successives du Pléistocène, qui ont raclé sur la plate-forme continentale actuellement immergée, les gélifracts libérés durant les périodes froides, les épandages fluviaux ou fluvio-glaciaires du fleuve de la Manche au Nord d'Ouessant, ainsi que les nappes alluviales de l'Oligocène de l'Aber-Ildut (feuille Brest, 1980). Ainsi, certains éléments comme les silex ont pu être ramenés des fonds de la Manche par les différentes transgressions qui se sont succédées depuis le Tertiaire.

Ces dépôts sont parfois cryoturbés et les galets sont alors disposés en guirlandes, redressés et gélifractés. On observe aussi dans certains sites, comme à Ruludu, 1 km au Nord de l'embouchure de l'Aber-Ildut, des injections de galets dans les arènes sous-jacentes.

La granulométrie des dépôts dépend de l'exposition aux houles du large. Ainsi, dans les criques abritées on observe des sables avec peu de galets (Portsall). Par contre, sur la côte sauvage de la pointe de Landunvez, plus au Sud, les cordons fossiles admettent des galets énormes dépassant la tonne. L'examen des matrices de ces plages anciennes révèle des superpositions de niveaux de galets appartenant à des épisodes transgressifs bien individualisés, séparés par des phases de retrait de la mer pendant lesquelles des sols ont pu se développer et s'infiltrer dans les formations sous-jacentes (Pors Kored, presque de Loqueltas).

Tous ces dépôts sont azoïques et, pour la plupart, ils ne semblent pas être plus anciens que la dernière période interglaciaire (Éémien). Plusieurs sites ont enregistré les événements sédimentaires et climatiques qui se sont déroulés entre l'optimum thermique de cet interglaciaire et le maximum du froid de la dernière glaciation. On y observe des successions de niveaux marins, de formations périglaciaires, avec des évolutions pédologiques et des épisodes dunaires, notamment à la Garchine, à l'Ouest de Porspoder et à Trémazan, près de Portsall.

Dans les petites coupes de Trémazan on distingue, sous le head périglaciaire, un horizon humifère se développant au sommet d'un sable dunaire dont l'examen en lame mince révèle la présence de débris coquilliers et de foraminifères. Sous cette formation, un cordon de galets ravine un head sableux englobant quelques géli fractes et reposant sur un podzol installé sur des sables dunaires et marins. En profondeur au-dessous de ces niveaux, des sondages ont montré la présence d'une autre formation périglaciaire fossilisant une nouvelle plage ancienne pédogénisée en surface. On aurait donc sur ce site une succession de trois formations marines transgressives, entre lesquelles des sols et des dépôts périglaciaires se sont intercalés (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986).

Au Nord de la pointe de la Garchine, au sommet du cordon de galets à la base de la falaise, apparaît un ranker tourbeux très organique avec des charbons de bois. Il est fossilisé par une formation périglaciaire dont la partie supérieure est affectée d'une série de pédogenèses avec au sommet un ranker très organique. Cette formation a été partiellement érodée. Dans l'entaille qui occupe le centre de la coupe s'est mis en place une autre formation périglaciaire, suivie par l'installation d'un sol, puis d'une dune affectée dans sa partie supérieure par une cryoreptation profonde. Ces dépôts sont recoupés dans la partie centrale de la coupe par une poche de suffosion à remplissage hétérogène. Entre ces formations et le head supérieur se développent un ranker très organique géliflué et des sols isohumiques, correspondant à un refroidissement important du climat et au retrait de la mer de la plate-forme littorale du Léon.

En fonction de l'exposition, de l'altitude du site considéré et du niveau marin durant la période de mise en place des dépôts, on peut observer selon les coupes, pour le même épisode climatique, des successions pédologiques et lithologiques différentes. En dépit de l'absence de données palynologiques (pauvreté en pollen), les événements paléoclimatiques individualisés sur ce littoral sont pour la plupart reconnaissables à l'échelle régionale, et des corrélations semblent possibles avec les phases climatiques mises en évidence par les diagrammes polliniques sur les rivages de la mer du Nord, ainsi qu'à la Grande-Pile dans les Vosges et aux Echets près de Lyon. Pendant les interstades qui ont suivi l'optimum climatique éémien, la mer est revenue par deux fois au moins sur la plate-forme littorale du Nord de la Bretagne et a alors atteint et dépassé légèrement son niveau actuel. Une datation radiocarbone tentée sur des brindilles de bois

carbonisé extrait d'un paléosol coiffant une formation dunaire fossilisée par le head périglaciaire, à Kerdéniel au Nord de Portsall, a donné un âge de $23\,000 \pm 1\,100$ ans B.P. Ce résultat techniquement valable doit cependant être écarté. Il traduit certainement un rajeunissement du matériel du fait d'infiltrations et de contaminations à travers le head supérieur.

Localement, il pourrait subsister des dépôts marins transgressifs correspondant à une phase tempérée intra-saaliennne, ou plus ancienne. Les fouilles archéologiques menées récemment par B. Hallégouët et J.L. Monnier sur les grottes fossiles du cap Sizun dans le Sud du Finistère, ont permis de montrer que les cordons vers 5-6 m au-dessus du niveau des hautes mers actuelles, sont vraisemblablement antérieurs à l'Holsteinien. Le débat sur les altitudes maximales atteintes par la mer au cours des différentes transgressions, sur la côte ouest de la Bretagne, reste ouvert et il n'est pas exclu que certaines anomalies par rapport à d'autres régions soient liées à des réajustements à mettre en rapport avec les avancées et les retraits des calottes glaciaires sur les îles britanniques et l'Europe du Nord.

Dy. Sables dunaires. Interstratifiés dans les formations périglaciaires ou dans les formations marines, des niveaux de sable dunaire apparaissent localement dans les coupes littorales de la côte nord-ouest du Léon (Trémazan, la Garchine). Leur examen en lame mince, après imprégnation et consolidation, peut révéler la présence de fantômes de débris coquilliers et de micro-organismes.

À Ouessant (fig. 6), dans la presqu'île de Lostlogot, au Nord de l'embarcadère du Stiff, un placage de sable stratifié affleure à une douzaine de mètres au-dessus du niveau de la mer (Chauris, 1966b). Il s'agit d'un sable carbonaté, légèrement consolidé, reposant sur un paléosol correspondant à un sol brun forestier. Ce dépôt renfermant de nombreux débris d'algues calcaires et de coquilles ainsi que des foraminifères, n'a pu se former que dans des conditions très différentes de la situation actuelle. Cette formation correspond certainement à une dune qui s'est édifiée à partir d'une accumulation en queue de comète, telle que celle qui se développe actuellement vers la pointe orientale de l'île de Groix, en Bretagne méridionale.

On remarque également dans les coupes d'Ouessant, en particulier entre la pointe de Créac'h et Penn ar Ru Meur, ainsi qu'au Nord de la baie de Lampaul, des formations dunaires interstratifiées dans les dépôts périglaciaires, ainsi que des niveaux de head dont la matrice correspond au remaniement de sables éoliens. Contrairement à la formation de Lostlogot, ces dépôts sont décalcifiés, mais peuvent être associés à des paléosols, comme au Nord de Yusin, à l'Ouest de Kernévez, ou dans la falaise du ledenez de Penn-Arlan. Ces dunes résiduelles pourraient, en partie, correspondre aux deux épisodes transgressifs qui ont suivi l'optimum climatique éémien (Saint-Germain I et II), à moins qu'il ne s'agisse de témoins de transgressions plus tardives au cours d'interstades du Weichsélien. Durant ces périodes,

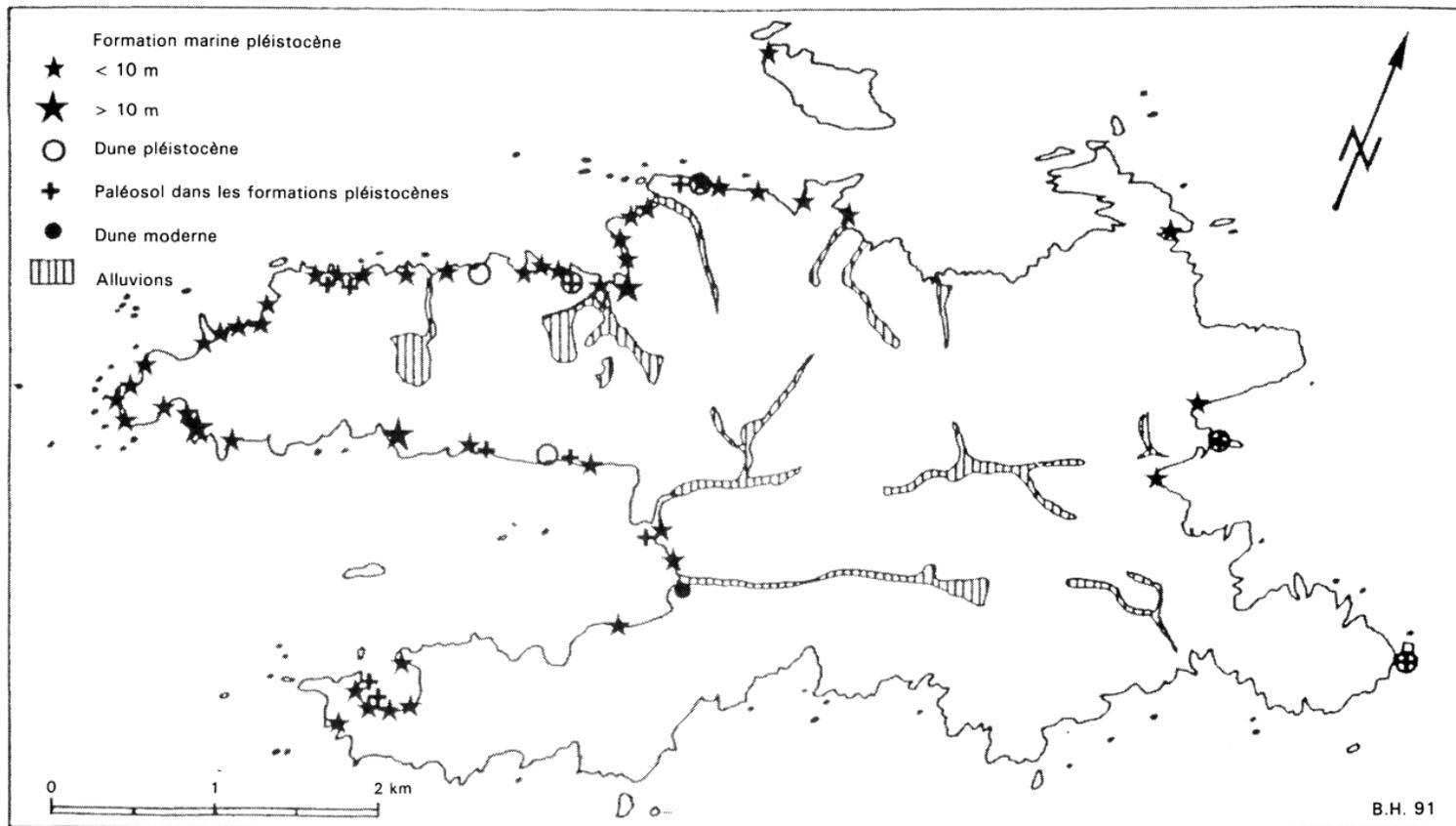


Fig. 6 - Île d'Ouessant : formations superficielles

la ligne de rivage, tout en restant au-dessous de son niveau actuel, a pu en effet en être suffisamment proche, même à -30 m, pour alimenter les formations dunaires qui forment la base des heads pléni-glaciaires.

Formations périglaciaires

GP. **Dépôts de pente.** Le relief est empâté par des produits de gélivation qui ont été entraînés par gélifluxion sur les versants, durant les périodes froides du Pléistocène. Les gélifracsts emballés dans une matrice limoneuse forment le head qui s'est accumulé au bas des versants. Le matériel, dans les granites de la côte ouest, est souvent arénacé. Au Nord de Porspoder, dans les migmatites de Plouguerneau, les coulées admettent plus d'éléments grossiers et la charge limoneuse de la matrice devient plus abondante. Au pied des falaises mortes de la plate-forme littorale, ces dépôts sont parfois interstratifiés dans les formations littorales.

On y observe aussi des paléosols liés à des phases de réchauffement. Durant ces périodes, lorsque le niveau marin était encore bas, les hommes du Paléolithique ont certainement fréquenté l'île d'Ouessant. On trouve en effet, dans les paléosols sous les formations périglaciaires, des charbons et de nombreuses pierre brûlées (presqu'île d'Arlan et baie de Lampaul).

Durant la dernière période glaciaire, le froid humide qui régnait à proximité de l'océan a favorisé la gélifraction des surfaces rocheuses, parfois sur plus de deux mètres de profondeur, localement, vers le phare de Créac'h ou Porz Kored.

CE. **Limons.** Au Nord de la feuille, des limons dépassant rarement un mètre de puissance occupent les dépressions, en particulier dans la région de Landunvez. Quelques placages résiduels, présentant parfois des réseaux de fentes de cryodessiccation, apparaissent aussi localement dans la région de Plouarzel. Ces formations, habituellement de teinte jaune-ocre, prennent une coloration gris-bleu dans les zones à caractère hydromorphe.

Sur la plate-forme littorale au Nord de Portsall, leur épaisseur peut dépasser deux mètres. On observe dans la falaise de Kerros plusieurs niveaux séparés par des lits de cailloutis et un horizon légèrement humifère. Les limons supérieurs sont typiquement éoliens, avec 60 % des particules comprises entre 5 et 50 μm , tandis que pour les niveaux inférieurs, la granulométrie indique une mise en place par ruissellement, avec une fraction sableuse beaucoup plus importante. Ces dépôts datent de la dernière période froide, en particulier du Pléni-glaciaire. Cependant, à leur base, il subsiste des limons plus anciens tronqués par une surface d'érosion se raccordant latéralement au niveau de plage ancienne que l'on observe dans la falaise, plus au Nord. Le biface de Théven Camporou, découvert au-dessus de ce

niveau de plage ancienne, 800 m plus à l'Est, pourrait provenir du remaniement de ces formations saaliennes (Guermeur *et al.*, 1988).

À Ouessant, des limons résiduels mêlés de graviers, affleurent localement, en particulier dans la lande de Lann Vras où ils ont été autrefois exploités par les îliens pour monter les murs des maisons et couvrir les toits. À proximité, non loin de la butte du fort Saint-Michel, ils occupent une dépression où les fouilles menées sur le site du premier âge du fer de Mez-Notariou, ont permis d'observer, sous les limons lœssiques beiges, des limons gris argileux (Le Bihan et Robic, 1990).

Formations fluviatiles et lacustres

Fx-y. Nappes alluviales perchées. Dans la basse vallée de l'Aber-Ildut, le replat de Kerguelhont, 10 à 15 m au-dessus du lit de la rivière, est tapissé de galets de quartz plus ou moins bien émoussés mêlés de roches granitiques beaucoup moins roulées. Ce matériel correspond au remaniement de coulées périglaciaires et de formations plus anciennes (alluvions et formations marines tertiaires), pendant une période froide antérieure à la dernière glaciation.

Une autre nappe alluviale périglaciaire plus récente apparaît localement dans le fond de la vallée, sous les alluvions et colluvions postérieures à la dernière glaciation. Elle est dégagée localement par l'érosion du lit de la rivière, en particulier au fond de l'estuaire de l'Aber où l'on observe, sous les vases flamandaises, des galets de quartz. Localement, lorsque les conditions s'y prêtent, il y a concentration de minéraux lourds dans ces formations et la cassitérite y est souvent présente, en particulier lorsqu'elles sont nourries par les arènes stannifères du granite de Saint-Renan, au Sud de Plouarzel.

Fz. Alluvions et colluvions des vallées. À l'exception de la vallée de l'Aber-Ildut, les alluvions sont peu développées et peu épaisses, sauf derrière les digues des moulins abandonnés qui se succèdent le long de cours d'eau, comme la rivière de Kersaint. Il s'agit essentiellement de dépôts fins avec des lits sableux, dont la mise en place a débuté à la fin de la dernière glaciation et correspond surtout aux défrichements et aux activités agricoles des périodes protohistorique et historique.

Lz. Formations lacustres. De nombreux marais se développent dans la partie septentrionale d'Ouessant. Cependant les formations lacustres y sont peu développées et les sondages qui y ont été menés ont rencontré rapidement des limons arénacés.

T. Tourbes. Des tourbières occupent parfois la tête des vallons et peuvent être observées à l'occasion de travaux de drainage, en particulier dans le flat de Kerdéniel, au Sud de Plouarzel.

Des tourbes flandriennes, formées dans des étangs littoraux, apparaissent aussi sur les estrans, à la suite du recul des cordons. Elles affleurent épisodiquement sur la plage de Port a Vigné au Sud de l'île Ségal, à Melon, au Mazou, au Nord d'Argenton et sur la rive droite de l'estuaire de Kersaint. À Port a Vigné l'analyse pollinique indique un âge subboréal et une datation ^{14}C sur un bois prélevé dans le dépôt a donné 3660 ± 115 années B.P. Au Nord de l'île Ségal, la tourbe située au sommet de l'estran de Rubian appartient à la période subatlantique et une datation ^{14}C a fourni un âge de 3020 ± 110 B.P. Le sommet du dépôt de la plage de Porspoder peut être situé vers 3200 avant le présent. À Argenton, les tourbes de la plage de Guen Trez se répartissent entre les périodes subboréale et subatlantique. Des datations ^{14}C des tourbes de l'estran ont fourni des âges de 3970 ± 35 B.P. et de 3620 ± 125 B.P. (Morzadec-Kerfourn, 1974). Les altitudes des dépôts et les datations obtenues indiquent que sur ce littoral, la mer a atteint au début du Subatlantique, entre 3600 et 3000 avant le présent, un niveau proche et peut-être supérieur à l'actuel.

Formations marines littorales actuelles

Mzv. Vases et sables vaseux. Les berges de l'estuaire de l'Aber-Ildut sont tapissées de formations vaseuses. Une partie de ces dépôts résulte de la sédimentation de boues transportées par la rivière lors de la mise en exploitation des alluvions stannifères de la région de Saint-Renan, au début des années soixante.

Mz. Sables et graviers des plages. Des estrans sableux se développent au pied des falaises granitiques au Nord de la pointe de Corsen, ainsi que dans les rentrants du littoral jusqu'à l'embouchure de l'Aber-Ildut. Au Nord de Porspoder, ils sont également bien développés de part et d'autre de la presqu'île du Vivier, ainsi que dans l'anse de Penfoul et devant Portsall. À Ouessant, les plages sont rares. Les plus importantes sont celles de Porz Arlan et de la baie de Lampaul. Il s'agit de sédiments assez bien classés. Au fond de la baie de Lampaul, la teneur en carbonates est faible (0,8 à 5,4 %), mais à Porz Arlan, elle est plus élevée (26,8 %) avec de nombreux débris coquilliers (Guilcher, 1957).

Le profil des plages est variable au cours de l'année et, sur la côte ouest du Léon, elles sont soumises périodiquement à de forts démaigrissements, laissant alors affleurer des tourbes ou des galets. En période d'érosion, de petites concentrations de minéraux lourds peuvent apparaître sur le haut des estrans sous forme de couches multiples, en particulier au Nord de l'embouchure de l'Aber-Ildut.

MzG. Blocs et galets marins des estrans. Les estrans sont souvent garnis d'une couverture de galets ou d'amas formant des cordons au pied des falaises ou à l'abri de roches en avant du rivage. Plusieurs accumulations importantes sont observables sur la côte sauvage de

Landunvez où des galets volumineux sont projetés en arrière de la ligne de rivage lors des tempêtes. D'autres levées forment des tombolos reliant des îles ou des roches à la côte : île Ségal, presqu'île Saint-Laurent. Il s'est également formé, à l'abri d'écueils et de plateaux rocheux, des accumulations en queue de comète. Cer Vras, la plus remarquable, est située en face d'Argenton près de l'île d'Yoc'h ; constituée de blocs énormes, elle atteint plusieurs centaines de mètres de longueur et une hauteur maximale d'environ 6 m. À Ouessant, au Nord-Est de la pointe de Pern, deux levées de galets, s'accrochant aux écueils fossiles de la basse plate-forme nivelant l'extrémité de la presqu'île de Loqueltas, s'élèvent à 4 m au-dessus de la dépression interne qu'elles isolent de la mer (Guilcher, 1957). Il faut aussi mentionner le tombolo unissant Keller à Keller Vian.

Ces cordons réincorporent souvent le matériel laissé par la mer lors des épisodes transgressifs du Pléistocène. Aussi, on retrouve dans les grèves actuelles à peu près les mêmes variétés pétrographiques que dans les plages fossiles, avec de nombreuses roches étrangères au pays de Léon. Des galets de roches allochtones, inconnues en place tant sur le continent que dans les îles de l'archipel de Molène—Ouessant, ont été assez souvent observées dans ces accumulations. Quelques basaltes à olivine et d'autres roches volcaniques ont été d'abord signalés à la pointe de Pern à Ouessant (Didier et Jonin, 1966). Ils ont été aussi notés dans la baie de Lampaul, ainsi que sur les platiers entre Lanidult et Porspoder. On les observe également sur toute la côte occidentale de la Bretagne, ainsi que sur la côte sud. La datation de galets de ce type recueillis à Ouessant, dans l'archipel de Molène et sur la côte méridionale du pays de Léon, a livré des âges compris entre 3,6 et 1 Ma (Bellon *et al.*, 1988).

La dispersion de ces galets sur toute la façade atlantique de la Bretagne infirme une origine anthropique : délestages ou naufrages. Seule une origine islandaise de ces roches, avec transport par des glaces flottantes, semble compatible avec leur âge récent. Les galets de calcaire noir et les autres roches exotiques observables en grande quantité sur l'estran de la crique de Porz Guen, au Nord de Porspaul, près de Lampaul-Plouarzel, pourraient être également d'origine glaciaire et provenir de l'archipel britannique. De telles migrations ont pu se produire au cours du Pléistocène, au début des périodes glaciaires, avant que la mer ne quitte les plates-formes littorales, ou lors d'interstades du Weichsélien. Les icebergs, entraînés d'abord vers la côte orientale du Groenland, ont été repris par la suite par le courant de l'Atlantique nord, en direction du continent européen. Cependant, une dérive de glaces islandaises, directement poussées vers les rivages européens par les vents dominants de secteur ouest, serait également envisageable. Ces roches ont ensuite été englobées dans les cordons repoussés par la transgression flandrienne et ont ainsi atteint leur position actuelle (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1989).

Dz. **Sables dunaires flandriens.** Lors de la remontée de la mer, durant les temps postglaciaires, des sables éoliens ont envahi les

terres en arrière du littoral, lorsque les conditions s'y prêtaient. Dans la région des abers, des dunes ont commencé à fossiliser les sols et les monuments de la période néolithique, pendant l'âge du fer, et leur progression s'est poursuivie jusqu'au 18^e siècle. Plusieurs de ces massifs, comme celui de Trézien, sont maintenant privés d'alimentation par suite de la disparition des plages qui les nourrissaient, ou de la formation de falaises coupant les échanges entre l'estran et la dune.

Du fait de la remontée actuelle du niveau marin et d'une surfréquentation anthropique durant la période estivale, ces dunes sont en voie de dégradation rapide. Localement, des mesures de protection ont été prises (cordons d'enrochement et barrières brise-vent) afin de limiter les progrès de l'érosion.

Formations anthropiques

X. Dépôts artificiels. Remblais. Au développement de carrières littorales, dans le massif de l'Aber-Ildut, sont liés de nombreux remblais s'avancant sur le domaine public maritime. Les plus importants se situent sur la rive sud de l'aber, où avaient été aménagés des quais pour l'embarquement des pierres de taille dans les gabarres. Des rejets ont été également effectués dans le secteur de Melon, où les déchets de taille roulés par la mer se transforment peu à peu en galets.

À l'intérieur des terres, beaucoup de carrières abandonnées sont aujourd'hui comblées par des ordures ménagères, des gravats ou les blocs de granite résultant d'opérations de déroctage, lors de remembrements des espaces agricoles. Au Sud de la feuille, les dépôts des petits flats stannifères de Kervran et de Kerarbec ont été redistribués au fond des anciennes exploitations minières, après l'épuisement des gisements.

GÉOLOGIE MARINE

Socle anté-mésozoïque, dépôts secondaires et tertiaires

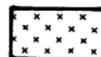
Les données sur le socle anté-mésozoïque de la partie immergée de la feuille sont encore peu nombreuses et une campagne de carottages, guidée par les données du sonar à balayage latéral, serait de la plus grande utilité. Les extrapolations à partir des observations effectuées à terre restent hasardeuses et risquent de conduire à des interprétations erronées. Ainsi, l'attribution des récifs des Liniou — situés au large de Porspoder — au prolongement du faciès mylonitique du granite de l'Aber-Ildut semblait *a priori* probable; en fait, l'exploration des différents récifs des Liniou a révélé leur appartenance au complexe migmatitique de Landunvez. De même, le récif de Goaltoc'h, au large de Plouarzel, semblait pouvoir appartenir au complexe migmatitique côtier; son examen *in situ* a montré un granite à deux micas



Tertiaire



Crétacé



Roches éruptives
et métamorphiques

Fig. 7 - Géologie des fonds marins à l'entrée de la Manche

et tourmaline. De tels exemples pourraient être ici multipliés. Dans ces conditions, il a paru plus raisonnable de ne pas tenter des rapprochements problématiques et le socle rocheux ancien immergé n'a pas été différencié (fig 7).

Le Crétacé inférieur (Wealdien), le Crétacé supérieur (Sénonien) et l'Éocène moyen (Lutétien) ont été mis en évidence par carottage au Nord d'Ouessant (Andreieff *et al.*, 1969). La « fosse d'Ouessant » est située au-delà des limites de la feuille. Dans le vestibule des chenaux de la Helle et du Four, des formations tertiaires indéterminées ont été reconnues par carottage. Ces dépôts remblaient un fossé d'effondrement d'importance régionale, suivi d'une manière discontinue dans le Finistère jusqu'au-delà de la baie de Concarneau, sur plus de 100 km. Vers la limite nord-occidentale de la feuille, affleure un petit horst cristallin (fig. 7).

Couverture sédimentaire récente

Les dragages effectués par F. Hirschberger et A. Marec (1968-1975) montrent que les sédiments homogènes n'occupent que des superficies restreintes. On a le plus souvent des mélanges où peuvent entrer en proportions variables des cailloutis, des graviers et des sables. Dans cette zone balayée par les courants de marée, les pélites n'apparaissent que localement dans le fond du chenal de la Helle : de 1 à 5 %.

Les fonds rocheux correspondent essentiellement à la plate-forme à écueils du Bas-Léon et au talus sous-marin dominant les fonds de la Manche et le graben du Four, entre Ouessant et le continent. Les affleurements rocheux sont en fait très irréguliers et discontinus, comme le montrent l'examen des photographies aériennes dans les zones littorales, et les données du sonar à balayage latéral réalisées dans ce secteur par l'IFREMER en 1987. Ils sont traversés de longs couloirs et accidentés de nombreuses cuvettes, occupés par des sables, des graviers, et des débris coquilliers. Les difficultés de navigation sur la plate-forme à écueils, ainsi que les problèmes de positionnement et d'identification des détails fournis par les enregistrements du sonar, n'ont pas permis d'utiliser systématiquement ces données pour la cartographie des fonds marins.

Cailloutis. Seuls ou mêlés aux sables et aux graviers, les cailloutis se situent habituellement dans le voisinage immédiat des fonds rocheux. Ils sont abondants entre le passage de Fromveur et les Roches d'Argenton, ainsi qu'au pied de l'abrupt des Roches de Portsall et au Nord d'Ouessant. Leur origine est en majeure partie locale. Ils sont souvent anguleux et semblent provenir du remaniement par la mer de gélifracis issus de coulées de gélifluxion qui se sont développées au pied des reliefs, lorsque la mer a abandonné les fonds de la Manche lors des glaciations. Des galets de roches allochtones peuvent correspondre à des apports glaciels en période de bas niveau, lorsque la Seine rejoignait la mer au Nord d'Ouessant, et que des glaces prove-

nant des inlandsis de l'Europe du Nord venaient s'échouer sur ces rivages.

Graviers et sables. Les formations de graviers et de sables sont largement représentées en proportions variables sur l'ensemble de la feuille. Sur les hauts-fonds au Sud de la feuille, elles occupent des dépressions ou forment, à l'abri des roches, de petites dunes hydrauliques. Plus au Nord, entre Ouessant et les Roches de Portsall, elles constituent la grande dune hydraulique du Four qui domine de plus de 50 m les fonds de la Manche, plus au Nord. De part et d'autre s'étendent des champs de rides donnant à l'ensemble une forme en croissant dont la convexité s'oriente vers le Sud, en direction du chenal du Four.

Le calcaire présent dans ces sédiments est presque exclusivement d'origine organogène. Sa distribution résulte de la localisation des zones productrices et de l'action des courants de marée qui dispersent, puis rassemblent les organismes morts aux endroits où leur force diminue. Les valeurs les plus élevées, supérieures à 75 %, correspondent au banc du Four et aux sables fins de la Helle. Localement, on remarque quelques faciès sédimentaires particuliers, avec la présence de coquilles entières de *Chlamys* et de *Glycymeris* dans la fraction supérieure à 20 mm (fig. 8).

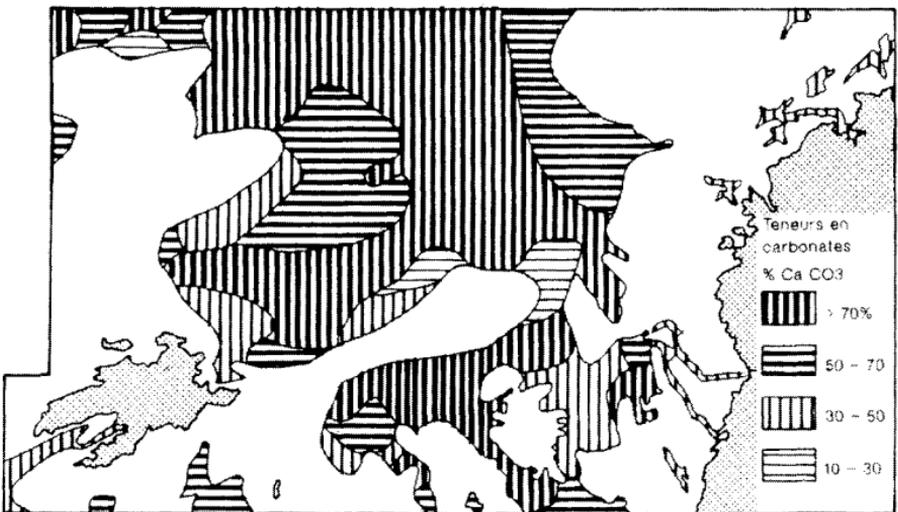


Fig. 8 - Teneurs en carbonates

SYNTHÈSE DES DONNÉES DE TERRAIN SUR LES FORMATIONS DU SOCLE

PLOUARZEL

Succession des événements géologiques

Les plus anciennes formations visibles sur la feuille Plouarzel sont représentées par les **gneiss migmatitiques** plus ou moins intensément modifiés (jusqu'aux faciès anatexites) qui forment actuellement de larges panneaux enclavés dans le massif granitique de Saint-Renan. Ces migmatites représentent la partie la plus profonde d'une puissante série cristallophyllienne, à métamorphisme croissant du Sud au Nord, qui constitue l'essentiel de la partie méridionale du pays de Léon (feuilles Le Conquet et Brest). Dans ces dernières régions, il a été montré que le métamorphisme s'est développé aux dépens de formations briovériennes; et selon toute probabilité, il paraît en être de même pour les terrains situés plus au Nord (sur la feuille Plouarzel). Toutefois, comme pour la région méridionale (et ici *a fortiori*), l'âge du métamorphisme n'a pu être fixé avec certitude (cadomien ou hercynien?), *des arguments contradictoires* paraissant exister en faveur des deux hypothèses (voir discussion *in* notices feuilles Le Conquet et Brest).

Il est également probable que les gneiss migmatitiques en reliques plus ou moins importantes dans les granites anatectiques de Landunvez se soient aussi formés aux dépens d'un matériau comparable et de même âge que celui qui est à l'origine des gneiss migmatitiques de Plouarzel. En effet — et malgré leur situation *au Nord* de l'important linéament de Porspoder — ces formations paraissent bien être l'équivalent (en plus métamorphique) des formations situées au Sud du même accident (Shelley, 1966) : de part et d'autre de l'accident, on retrouve un excellent niveau-repère (les « diorites micacées de Lannilis ») dont la seule différence réside dans le degré de transformation. L'âge de la migmatisation, dont les granites anatectiques de Landunvez (et les diorites agmatitiques associées) représentent ici les termes ultimes, n'a pu également être établi avec certitude. Les rares données géochronologiques (Leutwein *et al.*, 1969) sont assez difficiles à interpréter. On rappellera que par la méthode Rb/Sr en roche totale, un âge de l'ordre de 470-500 Ma, a été trouvé pour le granite porphyroïde migmatitique de Dourlannoc, mais que la biotite de la même roche donne 290 ± 10 Ma en K/Ar et en Rb/Sr, ce qui suggère un très fort rajeunissement.

Par suite, l'un des points essentiels des futures études sera d'apporter de nouvelles données pour tenter de trancher, enfin, entre les hypothèses d'un métamorphisme cadomien ou d'un métamorphisme hercynien. Toutefois, dans ses limites étroites, la feuille Plouarzel ne semble pas directement favorable à de telles investigations.



Fig. 9 - Photo-interprétation de la fracturation dans le massif granitique de l'Aber-Ildut *l.s.* (en pointillé) (d'après Hallégouët, inédit). Les formations filoniennes n'ont pas été représentées

Le **granite de Saint-Renan** recoupe à l'emporte-pièce les gneiss migmatitiques de Plouarzel. La relation de mise en place de ce granite avec le linéament médio-armoricain est connue depuis longtemps (Chauris, 1969). Il importe de rappeler que les mesures sur ce vaste massif granitique polyphasé concernent l'un de ses faciès méridionaux, à biotite dominante (carrière de Langongar sur la feuille Plabennec) avec un âge de l'ordre de 340-330 Ma (Deutsch *et al.*, 1965). Des mesures géochronologiques plus nombreuses permettront peut-être de préciser les différentes étapes des intrusions dans la formation du pluton, dont l'âge hercynien ne fait toutefois aucun doute. La possibilité de venues beaucoup plus jeunes (endogranites) est suggérée par les mesures géochronologiques sur les muscovites d'un greisen (Vouden, près Saint-Renan, feuille Plabennec), qui ont donné un âge de 285 ± 5 Ma (Leutwein *et al.*, 1969).

Le **massif granitique polyphasé de l'Aber-Ildut** constitue le troisième grand ensemble de la feuille Plouarzel. La cartographie montre qu'il peut, en première approximation, être divisé en deux venues majeures successives : (1) le granite porphyroïde de l'Aber-Ildut *stricto sensu* (avec ses différenciations marginales méridionales) dont l'âge s'établit autour de 300 Ma; et (2) le leucogranite de Ploudalmézeau qui recoupe la première venue et dont l'âge géochronologique est effectivement plus récent (environ 290 Ma). La mise en place de ce pluton polyphasé est liée à l'accident linéaire de Porspoder dont l'âge du coulissage est en même temps établi. À l'inverse du linéament médio-armoricain (auquel se rattache le granite de Saint-Renan) dont le jeu est dextre, le linéament de Porspoder présente un mouvement senestre.

La **fracturation du bâti léonard**, induré par la mise en place des différents granites hercyniens, a suivi de près les dernières intrusions granitiques (fig. 9). L'âge du grand champ filonien microgranitique de direction subméridienne, Lanrivoaré—Ploumoguier, est de 292 ± 9 Ma. Toutefois, c'est quelques dizaines de millions d'années plus tard (243 ± 12 Ma) que se sont injectés les lamprophyres potassiques (de type minette) de Melon, également de direction subméridienne (*cf.* fig. 4). Ces lamprophyres représentent ici les derniers épisodes du magmatisme (de volume très réduit) sur la feuille Plouarzel. Les filons doléritiques (d'environ 200 Ma) reconnus sur la feuille voisine Le Conquet, qui soulignent la fracturation du bâti hercynien en relation distale avec les prémices de l'ouverture de l'Atlantique, n'ont pas été observés sur la feuille Plouarzel.

Rôle du linéament de Porspoder

Le trait tectonique majeur de la feuille Plouarzel est l'important linéament de Porspoder. Cet accident orienté WSW-ENE a été suivi vers l'Est (sur les feuilles Plabennec et Plouguerneau) jusqu'aux approches de Guissény où il est masqué par le revêtement limoneux (Chauris, 1966a). Vers l'Ouest, il est voilé sous la mer, mais tout incite à penser (observations dans les récifs des Liniou et dans les

récifs près de l'île Bannec) qu'il se prolonge par le chenal du Fromveur. L'écrasement maximum est limité à une zone relativement étroite (quelques centaines de mètres au droit de Porspoder), mais l'ensemble de la zone de faiblesse est nettement supérieur au kilomètre. Tous les stades d'écrasement ont été observés, depuis les faciès à peine froissés jusqu'aux ultramytonites. Aux environs de Ploudalmézeau, l'accident est jalonné par un filon de quartz directionnel. Sur la feuille Plouarzel (et plus encore sur les feuilles voisines), il est décroché par une série de fractures senestres orientées NNW-SSE.

Plusieurs ensembles différents sont affectés par l'accident de Porspoder : (1) la bordure méridionale du complexe anatectique de Landunvez ; (2) la bordure septentrionale rectiligne du granite de l'Aber-Ildut, au contact du complexe migmatitique précité ; (3) la bordure septentrionale, également rectiligne, du leucogranite de Ploudalmézeau ; et (4) sur les feuilles voisines, le prolongement oriental du granite de Ploudalmézeau, de Landéda à Plouguerneau (*cf.* fig. 3).

L'accident de Porspoder sépare actuellement, en deux domaines de métamorphisme différent, un complexe probablement identique primitivement. En effet, le levé cartographique (Shelley, 1966 ; Chauris, 1966a) a établi que la migmatisation du domaine situé au Nord de l'accident s'est développée aux dépens de formations semblables à celles qui affleurent encore dans la synforme de l'Aber-Wrac'h.

L'intrusion du massif granitique polyphasé Aber-Ildut—Ploudalmézeau (et, plus à l'Est, de Kernilis) est en liaison directe avec l'accident de Porspoder. Sur la carte, les différents faciès du massif apparaissent disposés en une série de croissants convexes vers le Sud. Les granites plus tardifs de Ploudalmézeau et de Kernillis présentent également une disposition en croissant. Cette allure en croissant trahit une dissymétrie qui incite à penser que le processus de granitisation, initialement limité à la zone de faiblesse, s'est peu à peu étendu vers le Sud (à Landéda, l'intrusion est limitée uniquement à la zone écrasée). Cette dissymétrie suggère que les massifs de l'Aber-Ildut, de Ploudalmézeau et de Kernillis constituent de grosses loupes enracinées uniquement dans leur partie septentrionale.

Le linéament de Porspoder, qui a joué le rôle de cisaillement transcurrent senestre (Le Corre *et al.*, 1989), possède en même temps une forte composante verticale qui a amené le complexe migmatitique de Landunvez à surmonter le granite de l'Aber-Ildut. Cette composante verticale explique que, plus à l'Est, le complexe anatectique de Landunvez vienne en contact (seule les sépare l'étroite lame de granite écrasé de Landéda, intralinéamentaire) avec les micaschistes de la synforme de l'Aber-Wrac'h. L'influence de l'accident sur la foliation magmatique (ou primaire) du granite porphyroïde de l'Aber-Ildut a déjà été examinée et n'est rappelée ici que pour mémoire.

Évolution des différents ensembles granitiques

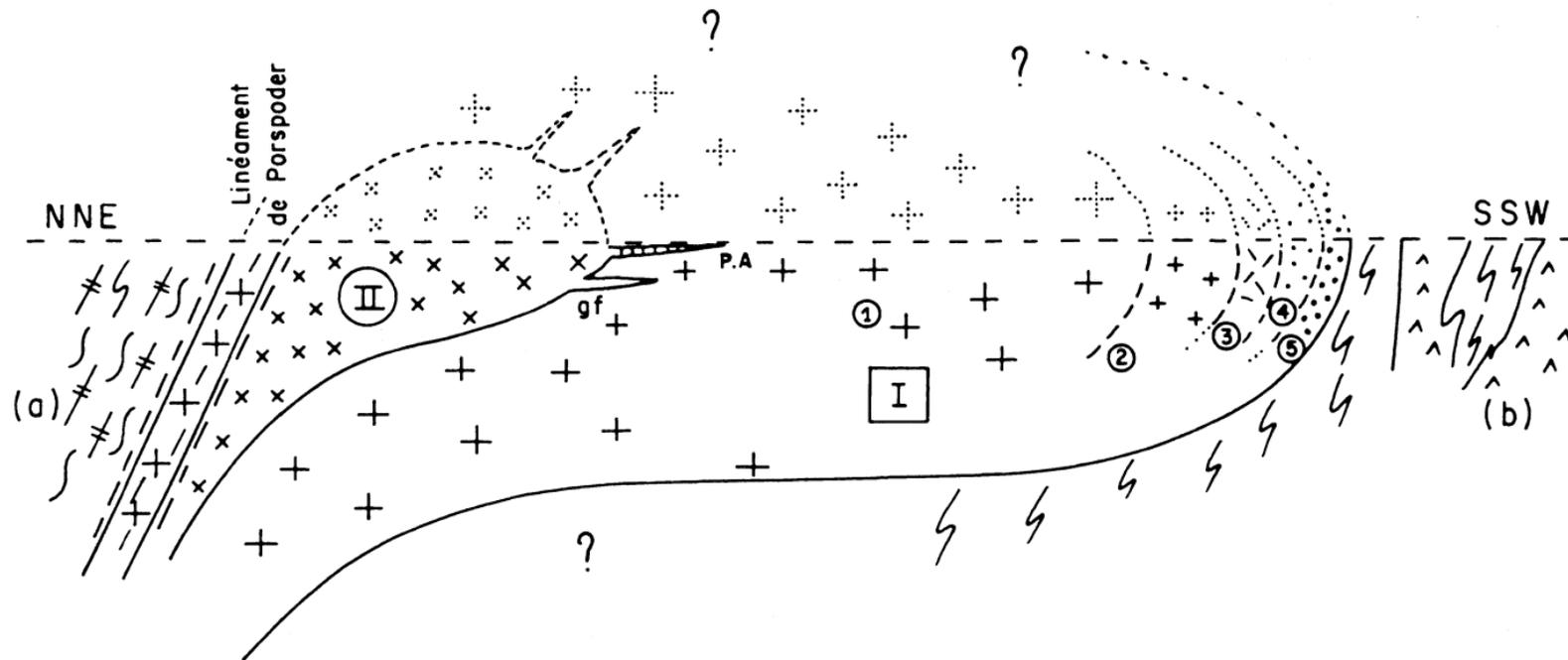
Les processus de différenciation des divers ensembles granitiques de la feuille Plouarzel ont été envisagés lors de la description de ces formations. On se borne à présent à évoquer quelques aspects plus généraux et à indiquer les problèmes restés en suspens (fig. 10).

Dans les **granites d'origine migmatitique du complexe de Landunvez**, l'anatexie a été dans l'ensemble très intense, et les restites de gneiss migmatitiques sont, en règle générale, ici peu importantes. Toutefois, les formations de composition primitive particulière (les « diorites micacées de Lannilis ») ont beaucoup plus difficilement subi l'anatexie et, par suite, introduisent encore d'importantes hétérogénéités (faciès agmatitiques du Nord de Portsall). En de nombreux points, cependant, on observe les termes de passage entre les formations basiques et les granites migmatitiques, par développement tardif de la phase quartzo-feldspathique et réduction de la phase riche en éléments ferro-magnésiens. C'est sans doute à de telles contaminations que le granite migmatitique de Landunvez doit, au moins en partie, sa « basicité » relative. Les granites fins qui affleurent localement dans les granites migmatitiques porphyroïdes présentent, selon toute probabilité, des origines diverses, comme le souligne leur relation géométrique avec les formations encaissantes. De plus nombreuses analyses seront nécessaires pour mieux préciser leur nature et leur évolution. Le complexe anatectique de Landunvez est caractérisé par sa richesse relative en *monazite* qui confère aux plages qui le bordent un caractère assez exceptionnel parmi les estrans sableux de toute la Bretagne.

Le **granite de Saint-Renan** a indubitablement une origine crustale (type « S »). La feuille Plouarzel permet d'observer essentiellement des faciès marginaux en contact intrusif avec les panneaux du socle migmatitique ancien, qui paraissent représenter des éléments du toit. Cette situation apicale est sans doute à l'origine de la forte concentration des éléments pneumatolytiques (essentiellement bore) dans le granite et dans les innombrables satellites filoniens tardi- ou post-magmatique (aplites, pegmatites, tourmalinites-quartz).

La greisenisation métasomatique qui affecte localement le granite est accompagnée par une concentration en éléments rares, et tout particulièrement en étain sous forme de cassitérite. Considéré dans son ensemble, le granite de Saint-Renan possède le plus grand chapelet de greisen reconnu en France (Chauris, 1965, 1980) : ces formations s'échelonnent en effet sur environ 70 km. C'est ici aussi que se situe l'un des principaux districts stannifères français.

Le **massif granitique polyphasé de l'Aber-Ildut** présente un caractère tout à fait remarquable parmi les granites de Bretagne, qui méritera de devenir classique quand des études structurales, pétrographiques et géochimiques plus poussées sur l'ensemble du pluton (Chauris, travaux en cours) auront permis d'apporter de nouvelles précisions.



Trait discontinu horizontal : niveau d'érosion actuel. Structure en loupe déversée vers le Sud du pluton polyphasé de l'Aber-Ildut. I : ensemble Aber-Ildut s.s. avec (1) - granite porphyroïde rose; (2) à (5) - faciès marginaux méridionaux, de plus en plus différenciés (voir texte). II : ensemble de Ploudalmézeau avec apophyses filoniennes. (a) : complexe migmatitique de Landunvez. (b) : granite de Saint-Renan (avec panneaux enclavés de migmatites). L'accident linéaire de Porspoder affecte à la fois la partie méridionale des migmatites de Landunvez, le granite de l'Aber-Ildut et la bordure septentrionale du leucogranite de Ploudalmézeau (d'après Chauris, 1991f)

Fig. 10 - Coupe semi-schématique interprétative de la feuille Plouarzel

Dès à présent, grâce aux levés détaillés effectués sur la feuille Plouarzel qui couvre la partie occidentale de la zone d'affleurement du pluton, plusieurs points importants peuvent déjà être soulignés :

— dans la plus grande partie de sa masse (= le granite porphyroïde rose), le pluton possède typiquement les caractères d'une venue de type « I » (dont l'origine profonde, subcrustale, peut-être mantellique, est probable). Cependant, ce même granite passe progressivement sur toute sa bordure méridionale à un faciès leucocrate fortement différencié, avec, en particulier, un grand développement de la muscovite et de la tourmaline (différenciation marginale) ;

— la deuxième venue majeure du pluton polyphasé de l'Aber-Ildut (le leucogranite de Ploudalmézeau) présente typiquement les caractères du type « S ». Pour expliquer son association avec le granite de l'Aber-Ildut (du type « I »), des processus de fusion étagée de la croûte ont été suggérés (Le Corre *et al.*, 1989). En fait, ce processus reste ici une hypothèse et peut-être faut-il aussi envisager une différenciation à une certaine profondeur — un peu comparable à l'évolution marginale de la bordure sud ? ;

— dans le détail, il apparaît une différence assez sensible entre les tourmalines de la bordure méridionale du massif (leucogranite de Plouarzel), typiquement de type schorlrite (tourmaline ferrifère), et les tourmalines des filons encaissés dans le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut (nodules de tourmaline, filonnets de tourmalinite-quartz) où se manifeste, au contraire, une certaine tendance au pôle dravite. L'exemple de la tourmaline suggère que l'étude détaillée des minéraux des différentes venues du pluton polyphasé (en particulier les micas) devrait également fournir, à l'avenir, des données précieuses sur son évolution.

Fracturation tardive

Le levé cartographique le long des rivages (complété à l'intérieur des terres par l'examen stéréoscopique des photographies aériennes effectué par B. Hallégouët) révèle la présence sur la feuille Plouarzel d'un impressionnant champ de fractures. Pour ne pas surcharger la carte à 1/50 000, seules quelques-unes de ces failles ont été reportées. La carte insérée dans la notice (*cf.* fig. 9) rendra sensible l'ampleur de la fracturation (et soulignera en même temps l'intérêt de la photo-interprétation). Ces accidents ont pu livrer passage à des formations filoniennes (granites à grain fin, aplites et pegmatites, tourmalinites, microgranites, lamprophyres, venues quartzieuses) ; d'autres au contraire, sont restées « stériles » et sont marquées seulement par des zones de broyage argileux (excellent exemple de ce dernier type dans la falaise de Ruscumunoc : large système de faille NNW-SSE, avec broyage argileux à froid).

Les principaux systèmes suivants ont été mis en évidence. (1) Fractures WSW-ENE, associées au linéament de Porspoder ; parfois (environs de Ploudalmézeau) liées à un filon de quartz de même orientation. (2) Fractures \approx N20°E ; système très important : certaines frac-

tures peuvent être suivies d'une manière pratiquement continue sur une dizaine de kilomètres. (3) Fractures NW-SE et WNW-ESE. (4) Fractures sub-E-W, nettement plus localisées (abords de la ria de l'Aber-Ildut). La chronologie de ces différentes failles est difficile à préciser. Beaucoup d'entre elles présentent un grand rôle morphologique, soit qu'elles aient joué à une époque relativement récente (cas de la zone failleuse de Porspoder, avec abaissement du compartiment nord), soit qu'elles aient simplement servi de guides aux cours d'eau, en tant que zones de moindre résistance. L'examen des falaises littorales et des estrans fournit d'innombrables exemples de l'utilisation géomorphologique de la fracturation (tracé général de certains secteurs de côte et indentations de détail...).

Dans quelques cas, il est possible de dater la fracturation ou au moins un de ses jeux : c'est le cas particulier des fissures qui ont servi de guide aux injections filoniennes. Quelquefois, un même système de fractures parallèles a contrôlé la mise en place de filons granitiques, puis de filons microgranitiques (extrémité occidentale du champ filonien de Lanrivoaré). Parfois, un magma de même composition paraît avoir emprunté deux systèmes de fractures perpendiculaires (cas probable des filons d'aprites à nodules de tourmaline). L'absence de broyage dans la caisse filonienne des microgranites et des lamprophyres indique l'arrêt des rejeux de la fracturation après le remplissage.

OUessant

La régularité du prolongement des différentes unités géologiques du pays de Léon dans l'archipel de Molène (feuille Le Conquet à 1/50 000) indique que l'île d'Ouessant représente *l'affleurement du domaine le plus septentrional actuellement observable dans le Nord-Ouest de la Bretagne* : les prolongements orientaux d'Ouessant sont à rechercher sous les eaux au Nord de la côte léonarde. Le grand cisaillement senestre WSW-ENE Guissény—Porspoder se poursuit, selon toute vraisemblance, dans le chenal du Fromveur entre l'île Bannec et l'île d'Ouessant. L'île d'Ouessant elle-même est marquée par une série d'accidents de même orientation dont le prolongement explique probablement le tracé d'ensemble de la côte de la Manche au Nord du Finistère. Ouessant pourrait représenter le flanc septentrional du dôme léonard, interprété comme un horst, cisailé ici, comme sur son flanc méridional, par des accidents majeurs WSW-ENE. C'est en effet à Ouessant que réapparaissent des formations relativement peu métamorphiques (micaschistes séricito-chloritiques), inconnues partout ailleurs dans le pays de Léon, sauf à sa bordure méridionale (et à sa bordure orientale) où elles offrent un pendage général vers le Sud ; à Ouessant, ces formations montrent un pendage d'ensemble vers le Nord.

À Ouessant, comme dans le pays de Léon, le *métamorphisme* s'est sans doute effectué aux dépens de formations briovériennes. Les micaschistes de la dépression médiane, avec leurs niveaux de quartzites,

dérivent du métamorphisme d'une série pélitique à lits sableux subordonnés; les amphibolites associées pourraient correspondre à des coulées basiques contemporaines. Le degré de métamorphisme atteint la mésozone (micaschistes à grenat et staurotide) dans la moitié méridionale de l'île. Comme dans le Léon, l'âge du métamorphisme ne peut être fixé avec précision. Deux écoles se partagent depuis longtemps entre un âge ancien (cadomien) et un âge récent (hercynien).

Les formations pélitiques ont été recoupées par l'intrusion d'un stock à *affinité trondhjémitique*, accompagné d'un champ filonien microgrenu de même composition. L'âge de ces intrusions sodiques reste délicat à établir. Contacts et enclaves attestent leur postériorité vis-à-vis des micaschistes; le boudinage des filons dans les micaschistes indique que l'intrusion est antérieure au moins à la dernière phase de plissement. Par ailleurs, la fracturation WSW-ENE qui affecte stocks et filons témoigne de leur antériorité par rapport à la phase tectonique cisailante tardi-hercynienne, plus récente à Ouessant que 310 Ma (âge de l'intrusion du leucogranite de Lokeltas affecté par ces mêmes cisaillements : Leutwein *et al.*, 1969). Jusqu'à ce jour, les formations à affinité trondhjémitique en stocks et filons ont été rarement décrites en Bretagne. Des intrusions sodiques de ce type ont été récemment signalées en baie de Morlaix (Chauris et Chantraine, 1986, notice de la feuille Plestin-les-Grèves à 1/50 000). Leur mise en place serait ici légèrement postérieure au gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, rapporté à la limite Dévonien—Carbonifère; elle est certainement antérieure à l'intrusion du granite rouge de Carantec (300 Ma). En baie de Morlaix, les intrusions trondhjémitiques jalonnent la zone de faiblesse subméridienne qui marque le contact entre Léon et Trégor. À Ouessant, les formations trondhjémitiques se situent à proximité immédiate de l'accident majeur qui met en contact la partie nord de l'île avec sa partie sud. À titre d'hypothèse, les formations sodiques à affinité trondhjémitique du Nord-Ouest de la Bretagne sont interprétées comme l'expression d'épisodes distensifs ensialiques lors de l'évolution hercynienne précoce (Chauris, 1992d).

Les micaschistes, avec leurs niveaux subordonnés d'amphibolites, ont été injectés, dans toute la méridionale d'Ouessant, par un pluton granitique à biotite ou granite de Porsguen, faiblement différencié. Ce granite est certainement d'origine crustale, mais n'offre aucune relation génétique avec les micaschistes qu'il recoupe. C'est probablement à son influence thermique sur des formations pélitiques légèrement carbonées que l'on peut rapporter les concentrations de graphite décrites aux environs de Penn ar Roc'h.

Les formations métamorphiques du Nord d'Ouessant, largement atteintes par la migmatisation, présentent un degré de métamorphisme nettement plus élevé que les complexes méridionaux. La distance est relativement faible entre micaschistes et migmatites (séparés par les leucogranites de Beninou—Lokeltas et le granite rose de Lampaul). La partie nord de l'île correspond à un domaine structural nettement plus profond que la partie sud. Le rapprochement actuel paraît dû à

des mouvements verticaux ayant amené (à une période imprécisée) les deux zones métamorphiques au même niveau.

L'*accentuation de l'anatectie* aux dépens des gneiss migmatiques de Kenzi paraît conduire à la formation des granites de Kadoran. À leur tour, les leucogranites de Beninou et de Lokeltas pourraient représenter les termes les plus anatectiques, remis en mouvement et injectés vers le haut, des leucogranites de Kadoran. L'étude structurale comparée des gneiss migmatitiques de Kenzi, des granites anatectiques de Kadoran et du leucogranite de Lokeltas, suggère la présence de deux épisodes successifs : une phase d'orientation sensiblement E-W (surtout bien visible dans les gneiss migmatitiques) reprise par une phase d'orientation WSW-ENE ($\approx N70^\circ E$). La surimposition de l'importante tectonique de cisaillement WSW-ENE à la direction antérieure de plissement est particulièrement bien marquée à l'extrême nord de l'île. Les gneiss migmatitiques, environ E-W, sont recoupés par des fractures WSW-ENE qui provoquent un débitage parallélépipédique, dû à la superposition de la cataclase sur la foliation primitive ; le granite anatectique de Kadoran, en bancs alternants E-W, est débité en lames subverticales WSW-ENE ; cette même tectonique affecte également les pegmatites intragranitiques. Enfin, la légère orientation E-W décelée dans le leucogranite de Lokeltas incite à penser que la cristallisation avait débuté antérieurement à la tectonique cisailante WSW-ENE. Toutefois, l'axe de l'allongement du pluton suggère que sa mise en place a été essentiellement contrôlée par les mouvements WSW-ENE. Sa forme en masse renflée vers l'ouest incite à penser que la lame granitique est plus extravasée à l'ouest qu'à l'est. Cette interprétation est renforcée par l'apparition fréquente de tourmaline en nids disséminés dans la partie occidentale du massif qui, dans cette manière de voir, correspondrait à l'extrémité plus évoluée du pluton (avec concentration préférentielle des fluides pneumatolytiques, ici le bore). La mylonitisation qui affecte parfois le leucogranite de Lokeltas sur sa bordure septentrionale et toujours le long de sa bordure méridionale, établit que les mouvements cisailants se sont encore poursuivis après sa mise en place. Ainsi, le leucogranite de Lokeltas apparaît, en grande partie, *syntectonique de la phase WSW-ENE*.

Plus encore que le leucogranite de Lokeltas, le granite porphyroïde de Lampaul paraît jouer le rôle de *granite de suture* entre les parties sud et nord de l'île. L'absence de mylonites fluidales et la présence constante de cataclasites brèchoïdes suggèreraient que l'écrasement s'est produit à une profondeur relativement faible. La teinte rose des feldspaths porphyroïdes, la composition chimique de l'intrusion (« basicité » relative, cachet potassique, éléments en traces), l'injection du magma dans une zone de faiblesse majeure WSW-ENE,... incitent à un rapprochement avec la « ceinture des granites rouges » tardi-hercyniens de Bretagne septentrionale (Aber-Ildut, Carantec, Ploumanac'h) dont l'alignement semble avoir été contrôlé par un linéament WSW-ENE. Mais à Ouessant, par suite de conditions structurales locales (au niveau actuel de l'érosion), l'affleurement du granite est limité à un étroit feuillet directionnel (Chauris, 1991d).

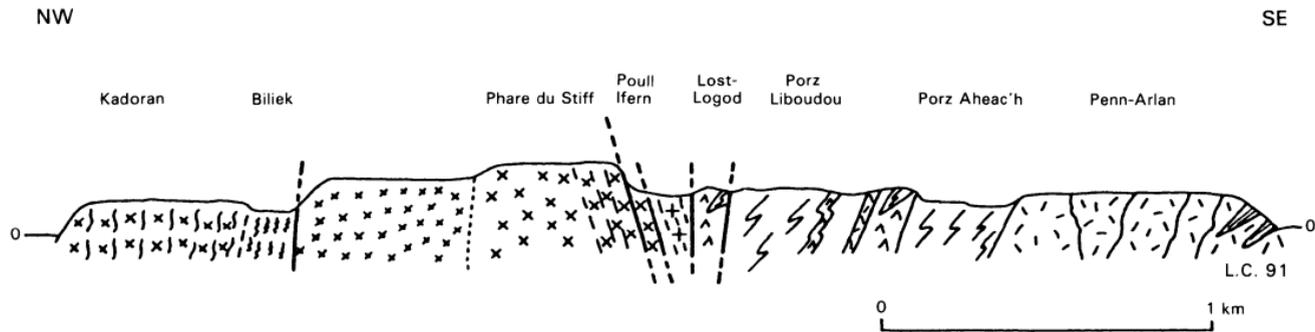


Fig. 11 - Coupe Schématique NW-SE de Kadoran à Plenn-Arlan

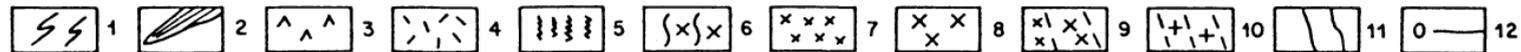
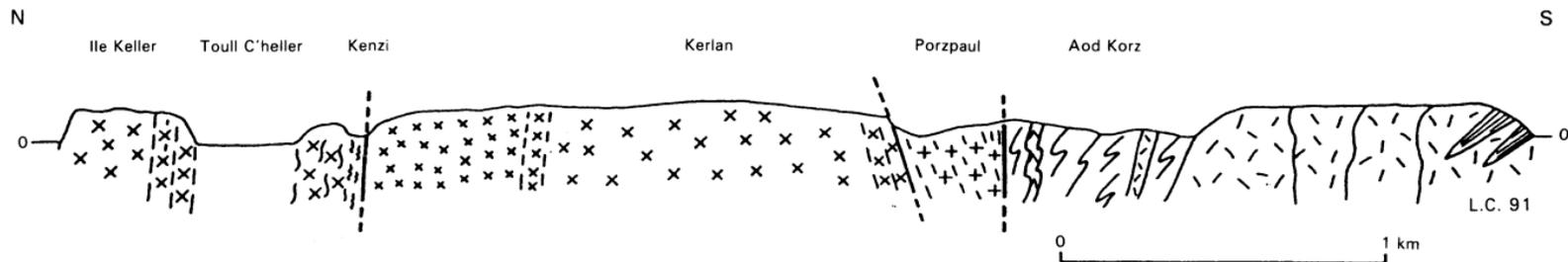


Fig. 12 - Coupe schématique N-S de l'île Keller à l'Est de Penn ar Roc'h. Légende commune aux deux figures. 1 : micaschistes séricito-chloritiques ; 2 : micaschistes muscovitiques ; 3 : trondhjémite et microtrondhjémite ; 4 : granite à biotite de Porsguen ; 5 : gneiss migmatitiques de Kenzi ; 6 : granite anatectique de Kadoran ; 7 : leucogranite de Beninou ; 8 : leucogranite de Lokeltas ; 9 : faciès écrasé de 7 et 8 ; 10 : granite porphyroïde rose cataclastique de Lampaul ; 11 : filons de leucogranites (souvent à tourmaline) ; 12 : niveau de la mer. Échelle des hauteurs $\times 4$.

Les stocks, filons et filonnets de granites à deux micas ou de granite à muscovite et tourmaline qui recourent la partie méridionale de l'île et en particulier le granite de Porzguen, pourraient représenter les *émanations tardives, apicales*, d'un vaste massif leucogranitique encore enfoui en profondeur. La tourmalinisation (tourmalinites intra-granitiques et tourmalinites intra-micaschisteuses), si remarquable à l'extrémité de la presqu'île de Feunteun Velen, correspondrait aux manifestations ultimes relativement superficielles (quelques kilomètres probablement) de la différenciation leucogranitique. Au Nord de l'île, les occurrences tourmalinifères sont nettement moins fréquentes et surtout de plus faible ampleur, peut-être par suite de la disparition — du fait de l'érosion — des manifestations tourmalinifères les plus « superficielles » (Chauris, 1992b).

Les figures 11 et 12 permettent de schématiser les relations géométriques entre les différentes unités de l'île d'Ouessant, qui apparaît constituée par une série de compartiments allongés WSW-ENE. Ces compartiments, de nature et de compétence différentes, offrent souvent entre eux des contacts anormaux directionnels. En particulier, les leucogranites de Beninou—Lokeltas apparaissent actuellement en horst limité par deux failles subparallèles. Toutefois, il importe de remarquer que l'écrasement ne s'est guère manifesté le long de la bordure méridionale de l'île.

La figure 13 schématise notre interprétation d'ensemble de l'île d'Ouessant en deux grands domaines différents, juxtaposés le long du granite rose cataclastique de Lampaul. Le matériau de base est représenté par des séries essentiellement sédimentaires (à dominante pélitique, localement sableuse), très accessoirement volcaniques, atteint par un métamorphisme mésozonal au Sud, par la migmatisation au Nord. Au Sud, les micaschistes sont intrudés par le granite à biotite de Porzguen; au Nord, les migmatites par les leucogranites. Il est possible que les leucogranites de la moitié nord de l'île affleurent

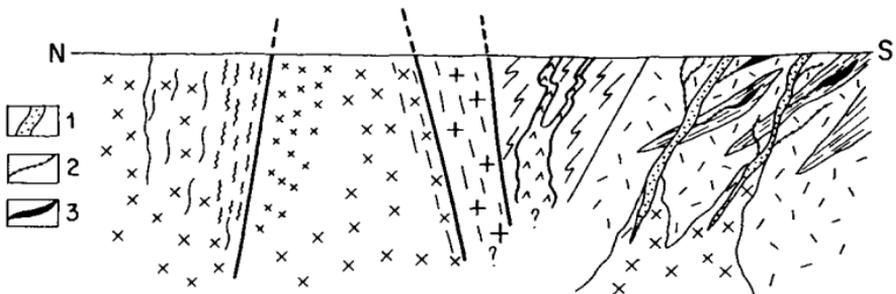


Fig. 13 - Coupe interprétative, schématisée de l'île d'Ouessant (sans échelle).
Même légende que pour les fig. 11 et 12. 1 : stocks et filons leucogranitiques à deux micas ; 2 : filons et filonnets leucogranitiques à tourmaline ; 3 : tourmalinites

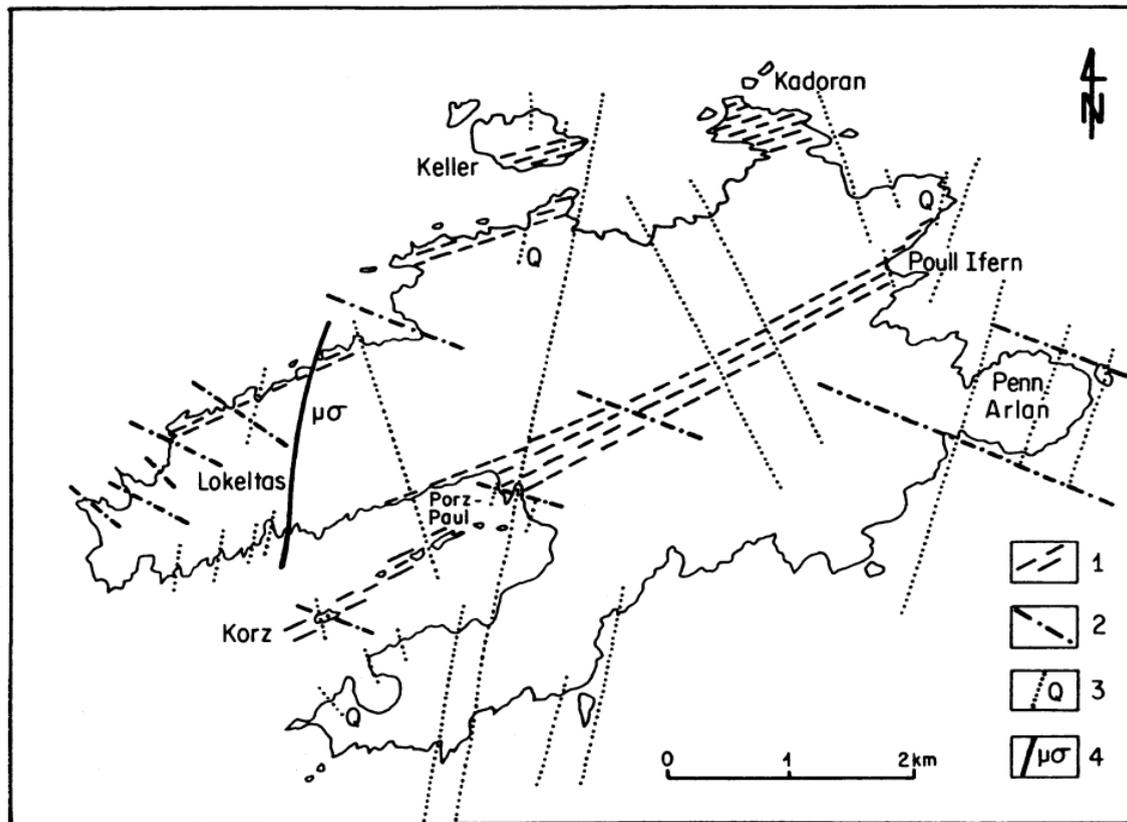


Fig. 14 - Île d'Ouessant. Tectonique cisailante et cassante. 1 : mylonites et cataclasites WSW-ESE; 2 : failles WNW-ESE ou NW-SE; 3 : fractures tardives subméridiennes. (Q = quartz); 4 : filon microsyénitique (schématisé).

également, à assez grande profondeur (3-5 km ?) sous la partie sud de l'île. C'est à leurs émanations apicales que seraient rattachés les stocks et les filons de leucogranites à tourmaline et les tourmalinites. Dans notre interprétation, le granite porphyroïde rose de Lampaul joue le rôle de granite de suture entre les deux compartiments majeurs de l'île. Son origine, comme celle des granites rouges du Nord de la Bretagne, peut être relativement profonde (infracrustale), alors que les autres granites d'Ouessant ont une source crustale.

L'injection du champ filonien microsyénitique, vers 285 Ma, appartient à une évolution différente, postérieure à tous les mouvements directionnels qui ont si fortement affecté l'île d'Ouessant. Ces intrusions ultimes sont contrôlées par la fracturation subméridienne tardive du bâti de l'île (fig. 14).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sur la feuille Plouarzel, la proximité de la mer entraîne une diminution assez sensible des précipitations par rapport à la moyenne régionale.

Dans les gneiss migmatitiques de Plouarzel et de Landunvez (de faible extension), la transmissivité de détail est liée à l'anisotropie structurale; il en est de même dans les formations cataclastiques (plus étendues) : les plans de foliation jouent le rôle de drains. Ces conditions sont à l'origine de petites émergences.

Dans les zones granitiques profondément arénisées (granite anatectique de Landunvez, granites de Saint-Renan et de l'Aber-Ildut *l.s.*), l'hydrogéologie est plus homogène (avec nombreuses sources d'affleurement). Toutefois, les septa migmatitiques et les bandes mylonitiques provoquent des anisotropies jalonnées d'émergences. Les nombreuses fractures transversales forment aussi des drains naturels.

Comme les autres îles du littoral breton, l'île d'Ouessant reçoit des précipitations relativement faibles. La pluviométrie annuelle est seulement de l'ordre de 700 mm.

Dans le passé, de nombreux puits, creusés dans les altérites, contribuaient, avec les citernes, aux besoins limités des nombreuses petites fermes. À présent, l'alimentation en eau est assurée par les retenues établies sur le ruisseau de Stang ar Maerdi dans la dépression mica-schisteuse médiane. Les poches d'arène des marécages du Nord-Ouest de l'île, dans une zone peu habitée, constituent de petits réservoirs sans extension.

GÎTES MINÉRAUX

Plouarzel

District stannifère de Saint-Renan

La feuille Plouarzel montre l'extrémité occidentale — si l'on excepte l'île Molène (feuille Le Conquet) où les conditions d'exploitation sont nulles — de l'important district stannifère de Saint-Renan. Exploitée dans le passé, à une époque inconnue, la cassitérite a été redécouverte, en place, en 1956-57 par C. Pavot (SAPEM) et R. Moussu (BRGM). Les premières observations ont conduit, à la suite d'une rapide campagne de prospection alluvionnaire à la batée et de sondages Banka (Moussu, 1963a et b), à la mise en exploitation de plusieurs gisements alluvionnaires fluviatiles, entre 1960 et 1975. Trois méthodes ont été utilisées : drague suceuse flottante à désagrégation ; pluton flottant avec grappin ; dragline. Les deux premières méthodes concernaient les grands flats ; la troisième méthode, les petits flats (Chauris, 1980).

C'est uniquement ce dernier type d'exploitation qui a été employé sur la feuille Plouarzel pour les petits flats dits de Plouarzel (au Sud de la localité, près de Kernéac'h. Profondeur moyenne : 2,60 m ; largeur moyenne : 50 m) et de Kervran. L'exploitation a montré que ces petits flats avaient déjà été travaillés dans le passé, d'où une teneur moyenne plus faible que celle des grands flats restés en grande partie vierges par suite des problèmes d'exhaure, jadis très difficiles à surmonter. De profondes tranchées de drainages ont permis d'observer (mars 1991) une belle coupe dans une exploitation ancienne (fossilisée par un puissant dépôt tourbeux), un peu au Sud-Est de Plouarzel.

Il est possible, sinon probable, que les petites concentrations alluviales observées sur les estrans aient été également exploitées dans le passé, mais ici aucune trace n'a pu évidemment être conservée dans ces occurrences renouvelées lors des périodes de gros temps (Chauris, 1990). Par contre, les minéralisations en place (cassitérite, wolframite, scheelite) se sont toujours ici révélées individuellement trop petites pour motiver une exploitation.

La relation de la minéralisation stannifère avec le granite de Saint-Renan (fig. 15), déjà soulignée dans le paragraphe relatif à ce granite, est remarquablement confirmée par les prospections alluvionnaires. Les seuls flats exploitables du pays de Léon sont situés dans le granite de Saint-Renan (ou exceptionnellement vers sa bordure externe, cas du flat de Keringar, feuille Plabennec, dans la vallée de l'Aber-Ildut ; mais dans ce dernier cas, les teneurs sont nettement plus faibles : 340 g/m³/Sn au lieu de 580/m³/Sn dans le grand flat intragranitique de Saint-Renan, plus en amont dans la même vallée de l'Aber-Ildut).

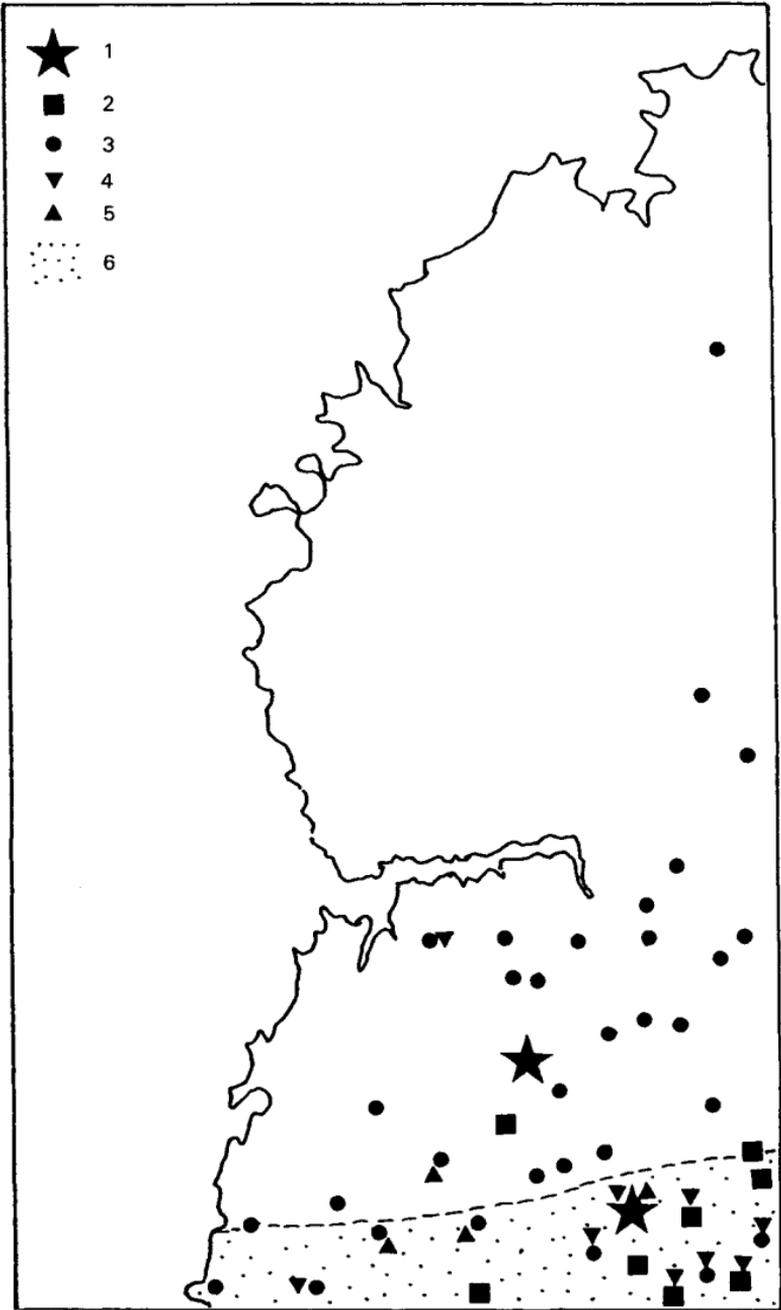


Fig. 15 - Relation de la minéralisation stanno-wolframifère avec le massif granitique de Saint-Renan. Prospection alluvionnaire BRGM-COMIREN (inédit). 1 à 3 : cassitérite (1 : > 1000 g/m³, 2 : > 100 g/m³, 3 : > 10 g/m³. Traces non représentées); 4 : scheelite (traces); 5 : wolframite (traces); 6 : granite de Saint-Renan

Nettement plus en aval, dans la même vallée, les teneurs relevées dans le petit flat de Saint-Eloi (feuille Plouarzel), en plein granite de l'Aber-Ildut (à environ 4 km du granite de Saint-Renan), sont très au-dessous ($90 \text{ g/m}^3/\text{Sn}$) du seuil d'exploitabilité (Moussu, 1963). Les mêmes conclusions peuvent être tirées des résultats de la prospection alluvionnaire à la batée, en lit vif.

Le pluton granitique de l'Aber-Ildut n'est pas stannifère. Seules quelques petites occurrences de béryl ont été observées dans des filons aplito-pegmatitiques recoupant le granite rose porphyroïde de la carrière de Kerglonou et dans des pegmatites du leucogranite de Ploudalmézeau à Porspoder. Quelques pegmatites du granite de Saint-Renan renferment également un peu de béryl. Ces différents indices n'ont aucun intérêt économique.

Sables lourds des plages

Sur le haut des plages, les sables littoraux bordant le granite rose de l'Aber-Ildut sont localement très enrichis en *ilménite*, dont l'origine est à rechercher dans l'altération du granite. Les teneurs en ilménite de ces sables noirs peuvent atteindre 90 % en poids des minéraux lourds. Mais les zones minéralisées restent toujours d'extension réduite. Les principales criques minéralisées ont été observées sur les deux rives de l'embouchure de l'Aber-Ildut, mais de nombreuses petites occurrences ont été décelées aussi en plusieurs points sur les rivages bordés par le granite rose. Au Nord (granites migmatitiques de Landunvez) et au Sud (faciès de bordure du massif de l'Aber-Ildut, puis granite de Saint-Renan), les teneurs en ilménite chutent très sensiblement.

Les concentrations littorales en *monazite* (liées au complexe migmatitique de Landunvez) ne présentent pas non plus d'intérêt économique, malgré des teneurs ponctuelles très élevées en ce minéral (jusqu'à 10 % en poids des minéraux lourds aux environs de Beg ar Galet). Les paragraphes suivants présentent une analyse d'ensemble plus détaillée sur la minéralogie des petits placers littoraux de la feuille Plouarzel.

Composition minéralogique des sables lourds dans les micro-placers

Sur la partie haute de l'estran, de nombreuses petites concentrations de minéraux lourds (sables lourds des plages) ont été observées dans des microplacers littoraux échelonnés le long des rivages de la feuille Plouarzel (Chauris, 1982, 1987, 1990, 1991a). Ces accumulations sont toujours ici de faible ampleur, tant longitudinale (quelques dizaines de mètres) que latérales (quelques mètres) et verticale (quelques centimètres, voire quelques dizaines de centimètres). Les échantillons ont été prélevés par raclage à la pelle des zones minéralisées et analysés selon la méthode préconisée au BRGM (Guigues et Devismes, 1969).

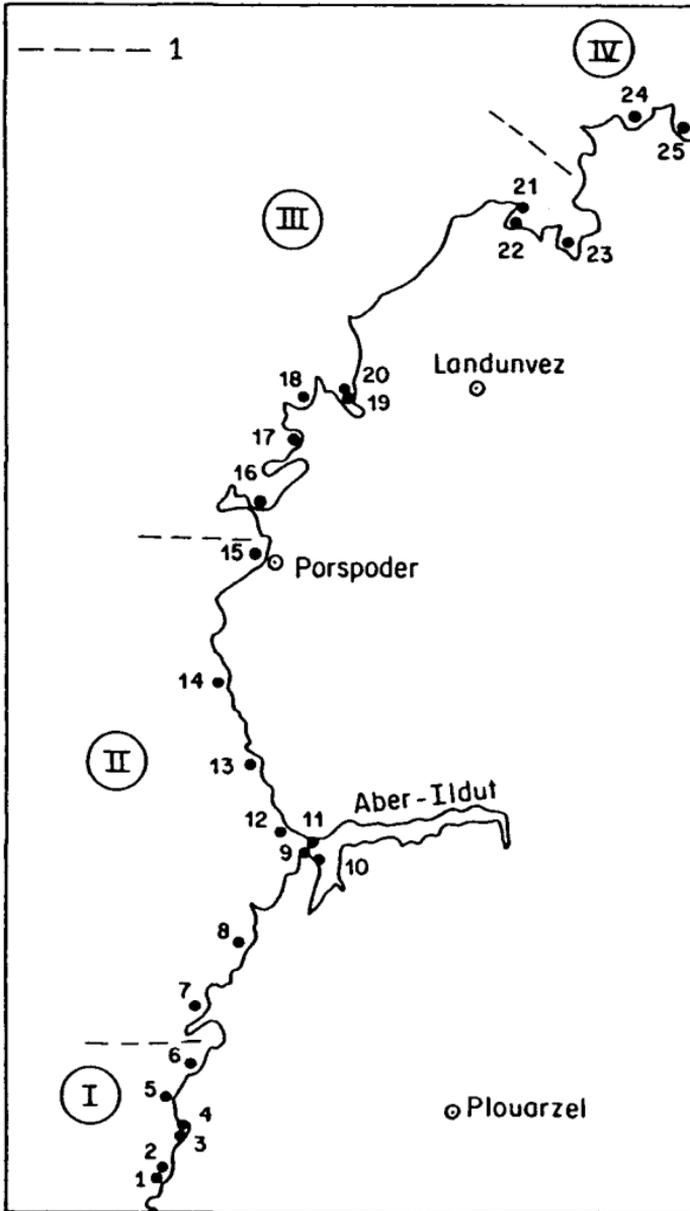


Fig. 16 - Localisation des prélèvements de sables lourds dans les microplacers littoraux. I à IV : secteurs mis en évidence; 1 : limite des secteurs.

Malgré des teneurs souvent élevées en certains minéraux (ilménite, plus rarement monazite, parfois cassitérite), ces microplacers restent dépourvus d'intérêt économique du fait de leur petite taille. Mais ils présentent un réel intérêt théorique en ce qu'ils permettent de préciser les informations obtenues par d'autres méthodes sur la minéralogie d'ensemble des formations rocheuses bordières qui sont, ici, en règle générale, leur source majeure. Les minéraux lourds se sont concentrés dans de petites cellules littorales où les apports distaux restent subordonnés.

La localisation des 25 prélèvements est représentée sur la figure 16 et les résultats des analyses correspondants sur les tableaux XIII et XIV. La bande côtière interceptée par la feuille peut être divisée en 4 secteurs différents par la prédominance (ou la présence avec des pourcentages notoires) d'une ou plusieurs espèces minérales.

● Le **secteur I** est essentiellement caractérisé par la prédominance de la *tourmaline* (42,4 % en poids des minéraux lourds [M.L.]). Ce minéral provient ici, à l'évidence, d'une part du granite à tourmaline de Saint-Renan (et de ses différenciations tardives, elles-mêmes à tourmaline : aplites, pegmatites, greisen, tourmalinites); d'autre part, des faciès de bordure du pluton de l'Aber-Ildut, tout particulièrement du leucogranite de Plouarzel. La coïncidence spatiale des fortes teneurs des sables lourds en tourmaline avec les affleurements rocheux côtiers riches en ce minéral est tout à fait remarquable et confirme l'origine proximale essentielle de la tourmaline. La cassitérite (jusqu'à 2,2 %) est liée au granite stannifère de Saint-Renan. Les teneurs en monazite sont ici particulièrement faibles. Le pourcentage en ilménite est de 23,5 %. La concentration des M.L. dans les microplacers du secteur I est peu poussée (seulement 15,9 % en poids du sable brut des couches minéralisées).

● Le **secteur II** est, au contraire, caractérisé par la prédominance écrasante de l'*ilménite* (teneur moyenne des 9 sites : 74,6 % en poids des M.L.). Les plus fortes concentrations (jusqu'à 90 %) sont situées en bordure du granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut qui est, à l'évidence, la source majeure du minéral (cf. fig. 3). Dans le secteur II, la teneur moyenne des 9 sites en tourmaline n'est plus que de 2,3 %, soit près de 20 fois plus faible que dans le secteur I. La plage de Porz Guen (site 7) joue le rôle d'une zone de transition (« charnière ») entre les deux secteurs. La tourmaline présente encore une teneur significative (8,1 %), tandis que la teneur en ilménite est déjà de 50,1 %. La cassitérite, le plus souvent, n'est plus qu'à l'état de traces ou de microtraces (teneur maximale 0,3 %). La staurodite (2,3 %) a une origine distale. C'est dans le secteur II que se rencontrent les plus fortes concentrations en M.L. : en certains points (rive nord de la ria de l'Aber-Ildut près de son embouchure), les hauts d'estran sont extrêmement noirs (« sables noirs des plages »). La teneur moyenne en M.L. des couches minéralisées du secteur II est de 50,8 %.

● Le **secteur III** se distingue immédiatement des deux ensembles précédents par l'importance relative prise ici par la *monazite*. Dans les deux secteurs méridionaux, la teneur moyenne en ce minéral est très nettement inférieure à 1 % (parfois la monazite est uniquement sous forme de microtraces, voire même totalement absente). Dans le secteur III, au contraire (8 sites), la teneur moyenne en monazite s'élève à 6,1 %, avec dans certains microplacers (21 et 22) des teneurs ≥ 10 % en poids des M.L. Ces fortes concentrations sont facilement détectées au scintillomètre SPP2. Le grenat est, de loin, le principal accompagnateur des microplacers à monazite, auxquels il confère une teinte rougeâtre (en net contraste avec la teinte noirâtre des placers à ilménite) : sa teneur moyenne est de 51,3 %; sa source majeure est à rechercher — comme celle de la monazite — dans le complexe anatectique de Landunvez.

● Le **secteur IV** est à peine intercepté par la feuille Plouarzel. À l'évidence, il est lié aux diorites migmatitiques incluses, au Nord de Portsall, dans le complexe anatectique de Landunvez. Le spectre minéralogique est caractérisé par l'amphibole (41,6 %), le sphène (5,6 %) et l'apatite (5,2 %).

Au total, il apparaît nettement que dans la région de Plouarzel, les M.L. concentrés sur les estrans ont une origine essentiellement proximale. Ici l'estran apparaît comme le « reflet de la falaise ». La rareté du zircon et du rutile, minéraux très résistants, et la présence assez fréquente de biotite (minéral altérable), parfois avec des pourcentages élevés, indiquent à l'évidence l'immaturité des sables lourds. Le tableau XV résume l'état des connaissances sur les M.L. des accumulations littorales de la feuille Plouarzel.

Ouessant

Malgré ses exceptionnelles conditions d'affleurement, l'île d'Ouessant n'a présenté aux recherches que de très faibles indices métallifères (tabl. XVIII).

Mispickel. Minéral assez fréquent, localement en amas de plusieurs centimètres dans les tourmalines ou dans le quartz. Parfois cobaltifère (*danaïte*). L'examen au microscope métallographique indique la présence, en traces, d'inclusions de *bismuth-natif*, de *pyrrhotite* et de *covellite*.

Or-natif. Ce minéral semble avoir été signalé pour la première fois par F. Kerforne (1924). Selon cet auteur, les collections du laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Rennes renferment un échantillon étiqueté : « Or dans quartz, Ouessant »; de petits cristaux quartzeux à terminaison pyramidale sont tapissés de minces placages d'or-natif. Les collections de l'ancien musée de l'hôpital maritime de Brest conservaient également un échantillon de quartz aurifère étiqueté

« Ouessant » : fragment de quartz blanc, sans forme cristalline, avec petits grains et petites traînées d'or-natif. La présence de l'or à Ouessant a été confirmée par les prospections alluvionnaires du BRGM (prélèvements B. Mulot, inédit) : des microtraces d'or (de 1/10 mm) ont été recueillies à la batée dans la zone amont du ruisseau de Prat-Meur.

Cassitérite. Jamais observée en place, uniquement en traces dans les alluvions du Stang Korz (1 prélèvement sur 3) et surtout du Prat Meur (4 prélèvements sur 6). Cette localisation préférentielle pourrait peut-être indiquer une relation avec le leucogranite de Lokeltas. La cassitérite alluvionnaire est toujours associée au rutile, à la magnétite, à l'ilménite, à la tourmaline, au grenat et à la staurotide, parfois à la monazite et, en un point, à l'or (données inédites des prospections alluvionnaires du BRGM).

Aucun placer n'a été mis en évidence sur les estrans (rares et faibles concentrations grenatifères au fond de la baie de Lampaul).

Graphite. Le graphite de l'île d'Ouessant a été décrit pour la première fois par Debeaupuis (1923); les indices ont été ultérieurement réexaminés par B. Mulot (1963). Les occurrences sont visibles dans les falaises, sur environ 600 m, depuis l'Ouest de la cale de Penn ar Roc'h jusqu'aux abords de la pointe de Porz an Ejen, au sein du complexe de micaschistes envahi irrégulièrement par le granite de Porzguen et recoupé par des filons aplitiques.

Le graphite qui paraît très pur, présente une coloration variable (noir de fer à gris d'acier) et un éclat métallique assez vif. L'examen à la loupe montre une cristallisation lamellaire, foliacée. Les minéraux associés varient selon la nature de la roche encaissante : muscovite, biotite et chlorite; feldspath et quartz. L'altération de la pyrite a entraîné localement la formation de croûtes de limonite. Ces minéraux introduisent une variation dans la densité des échantillons (densité moyenne de 5 échantillons : 2,15; densité du graphite selon les traités de minéralogie : 2 à 2,2). L'analyse chimique d'un échantillonnage de fragments bruts donne (selon Debeaupuis, 1923) : C = 51,15 %; S = 0,65 %; H₂O = 2,5 %; cendres = 45 %.

Les modalités de gisement sont assez variées :

- écailles et mouches dans les micaschistes;
- veines lenticulaires, toujours d'extension limitée (2 à 2,50 m de long sur 0,20 à 0,30 m de puissance), qui se pincent en minces filonnets visibles sur plusieurs mètres. Ces veines affleurent sporadiquement sur quelques dizaines de mètres de large;
- nodules décimétriques (les nodules de la taille d'« une tête d'enfant », signalés par Debeaupuis, ont dû être extraits depuis son passage). Ces différentes modalités suggèrent des remises en mouvement de la matière carbonée, originellement disséminée dans des sédiments et concentrée localement lors des injections granitiques, puis à la faveur des accidents tectoniques.

L'étude des falaises indique l'absence de concentrations d'intérêt économique. On doit toutefois noter l'éventualité d'une extension de l'occurrence à l'intérieur de l'île (où les affleurements font défaut) ou d'une ouverture de certaines lentilles (Mulot, 1963). On rappellera que le graphite d'Ouessant a jadis été recherché par les insulaires comme produit d'entretien pour la fonte, les tuyaux, etc., les sabots de bois,...

Kaolin. Un indice de kaolin de mauvaise qualité est connu depuis longtemps à proximité du hameau du Stiff. La première mention semble en avoir été faite par E. de Fourcy (1844). Il a été ultérieurement signalé à nouveau par un certain M. Perreaux, « négociant à Ouessant » (cf. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1920, t. 1, fasc. 1, p. 21). D'anciens travaux sont encore visibles non loin de la falaise. Selon B. Mulot (1963), l'occurrence a fait l'objet de deux périodes successives de recherche et d'exploitation. Les premiers travaux, qui remonteraient aux années 1900, consistent en une galerie souterraine d'une trentaine de mètres de long, creusée en direction de la baie de Poull Ifern. La galerie, de forme hémisphérique, mesure 4 m de large à la sole et 2 m de haut. Les travaux plus récents dateraient des années 1920. Ils consistent en une petite carrière d'une vingtaine de mètres de long, dont le fond est noyé. La kaolinisation s'est effectuée aux dépens du leucogranite grossier orienté de Lokeltas. En fait, plutôt que d'un véritable granite kaolinisé, il s'agit une arène kaolinique dont le lavage permet de recueillir quelques pour-cent seulement de kaolin. Par suite de sa faible extension et de sa basse teneur, l'indice ne présente aucun intérêt économique. Dans le passé, les habitants de l'île ont utilisé le « lait » obtenu par lavage de l'arène kaolinique pour blanchir les boiseries à l'intérieur des habitations.

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION

Plouarzel

Les granites couvrent une surface très importante sur la partie émergée de la feuille Plouarzel. Si toutes ces roches, ou presque, ont été exploitées, leurs qualités sont toutefois très diverses : *le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut* les domine toutes de très loin (Chauris, 1991b).

L'intérêt architectural et ornemental du granite rose de l'Aber-Ildut repose sur un ensemble de qualités : possibilité d'extraire des monolithes pouvant dépasser 10 m de long ; grande résistance à l'érosion ; aspect superbe, dû au contraste entre les gros feldspaths rosés et le fond plus sombre ; prise d'un excellent poli. À ses caractéristiques intrinsèques sont venues s'ajouter des conditions géographiques particulièrement favorables à l'exploitation (innombrables boules, dégagées de leur manteau d'arène, éparses sur le sol) et au transport (affleurements en bordure même de la mer et sur les rives maritimes de l'Aber-Ildut).

De telles qualités ont attiré l'attention depuis très longtemps. Les plus beaux menhirs d'Armorique ont été façonnés dans le granite rose de l'Aber-Ildut : menhir de Kerloas en Plouarzel (feuille Plabennec), menhir de Kergadiou en Plourin-Ploudalmézeau,... Le cas du menhir de Kerloas est instructif car il témoigne d'un choix délibéré des bâtisseurs des mégalithes dans la qualité du matériau : cet énorme menhir a été dressé vers le sommet du Léon occidental, non sur le granite de l'Aber-Ildut, mais sur le granite de Saint-Renan ; une telle situation indique un transport plurikilométrique depuis le point d'extraction. À l'âge du fer, le même granite a été utilisé à de grandes distances des lieux d'extraction, pour l'érection de stèles (stèle de Kerillo, d'environ 4 m de haut, en Locmaria-Plouzané, feuille Brest, à au moins 9 km du plus proche affleurement du granite de l'Aber-Ildut ; stèle de Coadenez en Plouzané [2,50 m, feuille Brest], également à au moins 9 km du même granite).

Beaucoup plus tard, et tout particulièrement au 18^e siècle, le granite de l'Aber-Ildut a été exploité d'une manière intensive pour les travaux du port de Brest. L'extraction s'est poursuivie au 19^e siècle, toujours pour Brest et toute la région avoisinante, en vue de l'édification de phares, de forts, de jetées, d'églises, de monuments funéraires, d'innombrables demeures privées,...

Ce granite a acquis une célébrité nationale, en 1835, avec la fourniture des éléments du socle de l'Obélisque de Louksor, place de la Concorde à Paris (plus de 208 tonnes pour les 5 éléments du piédestal, dont 101 tonnes pour le seul dé monolithique). En fait, le granite de l'Aber-Ildut a longtemps fait l'objet d'un commerce lointain : avec Cherbourg, Le Havre, Dunkerque, Bordeaux, Bayonne et même Londres (quais de la Tamise).

Le « Répertoire des carrières de pierre de taille exploitées (en France) en 1889 » fournit une précieuse documentation sur la localisation des carrières, le nom des exploitants, le mode d'extraction, les qualités de la roche, les prix de vente au mètre cube et sur les utilisations les plus remarquables. À présent, toutes les carrières sont abandonnées ; les dernières extractions avaient eu lieu, à une échelle réduite, encore un peu après la dernière guerre.

Le levé de la carte a permis de retrouver les anciennes exploitations, situées préférentiellement sur les rives de l'Aber-Ildut et sur la côte de l'Océan, à proximité de son embouchure (fig. 17). Trois ensembles principaux d'extraction ont été reconnus. (1) Rive méridionale de l'Aber-Ildut : très grande carrière de Kerglonou, avec les ruines de la forge et un important quai de chargement du granite ; grande carrière du Nord-Ouest de Kerveatouz, avec une forge en ruines et un quai d'embarquement ; plusieurs autres sites moins importants. (2) Rive septentrionale de l'Aber-Ildut : plusieurs petits sites d'extraction en bordure même de la ria ; très grande carrière de Tromeur (plus de 30 m de profondeur) dans une petite vallée un peu au Nord du port de

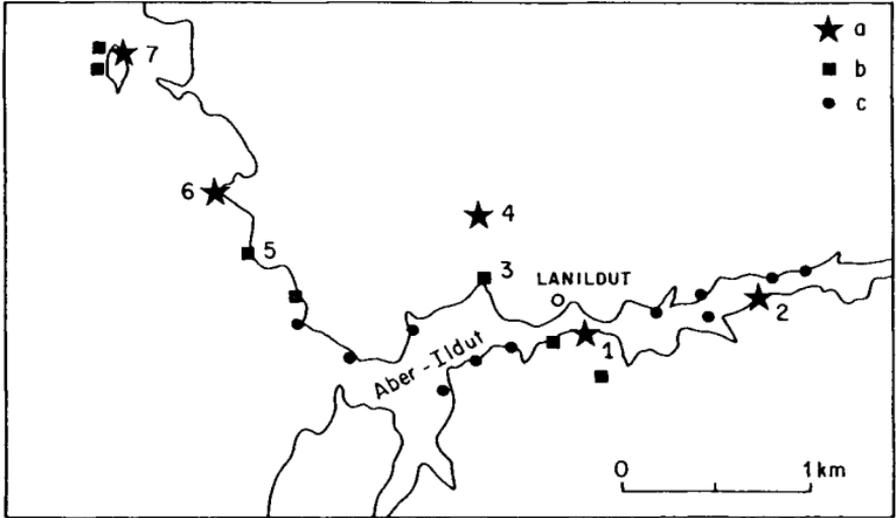


Fig. 17 - Sites d'extraction du granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut aux environs de Lanildut. (a) : grande exploitation ; (b) : exploitation de taille moyenne ; (c) : petite exploitation.. 1 : Kerglonou ; 2 : Kerveatous ; 3 : St-Gildas ; 4 : Tromeur ; 5 : Stolvarc'h ; 6 : Cléguer ; 7 : Melon

Lanildut. (3) Sur le bord de la mer : zones d'extraction très nombreuses, avec en particulier les exploitations de Stolvarc'h, du Cléguer et surtout de l'île de Melon. Ici les travaux se développaient à la fois sur l'estran lui-même, avec création d'un platier artificiel par recul de la falaise, débitée en gradins, et au-dessus. L'extraction était facilitée par le système de diaclases tridimensionnel, laissant entre elles d'énormes éléments. Les déblais de gros blocs sur les bords de la carrière de Cléguer témoignent de l'exigence de la qualité : tout bloc présentant le moindre défaut par rapport à la commande, était impitoyablement rejeté. À l'île Melon, le quai de chargement du granite en énormes pierres sèches superposées revêt des allures cyclopéennes. Quelques extractions existent aussi dans les terres (Chauris, 1991b).

Au total, sur la feuille Plouarzel, les sites d'extraction du granite rose de l'Aber-Ildut, tant sur les rives de la ria que sur le rivage de l'océan se caractérisent par leur grand nombre (environ 25 sans compter, évidemment, le débitage des boules isolées qui ont disparu sans laisser de traces) ; par les grandes variations dans leur dimension (depuis la petite excavation jusqu'aux vastes chantiers : Kerglonou, Tromeur, Cléguer, Melon) ; par la diversité de leur situation (sur l'estran lui-même ; un peu au-dessus, avec souvent passage insensible d'un site à l'autre ; ou, plus rarement, à l'intérieur des terres).

La présence des nombreuses enclaves gris noirâtre du granite rose de l'Aber-Ildut (« crapauds » des carriers) constitue, selon les professionnels, un handicap à de nouvelles exploitations, pour pierre ornementale, d'une roche par ailleurs de très grande qualité.

Les arènes du granite porphyroïde rose sont exploitées d'une manière intermittente (environs de Lanniouarn, de Kermoris,...).

Dans sa partie septentrionale, cataclastique, le granite porphyroïde de l'Aber-Ildut n'est pas exploité, les déformations mécaniques ayant fait disparaître l'aptitude à la taille.

Les différents faciès intermédiaires de la partie méridionale du massif de l'Aber-Ildut ont été également exploités dans le passé. Cependant, l'absence de coloration des feldspaths et, en règle générale, la moindre résistance à l'altération, ne permettraient pas de soutenir la comparaison avec le granite rose (carrières de Lampaul-Plouarzel, de la presqu'île de Porspaul, de l'île Ségal,...). Le *granite à tourmaline de Plouarzel* a été recherché pour la confection de stèles à l'âge du fer. Il se prête très bien à la taille fine (porte du château de Kergroadès, feuille Plabennec).

Le *granite de Ploudalmézeau* a été exploité d'une manière intensive principalement pour moellon, jusqu'à une période récente, au Nord-Ouest de Plourin. Actuellement, il est encore extrait, d'une façon intermittente, dans la carrière ouverte près du Moulin-Neuf.

Divers filons de granite fin — et en particulier l'aplite à nodules de tourmaline — ont été exploités dans le passé (environs de Brélès).

Le *granite de Saint-Renan* fournit des moellons de qualité moyenne et des matériaux d'empierrement (anciennes petites carrières artisanales aux environs de Plouarzel). Les *granites porphyroïdes migmatitiques de Landunvez* se prêtent assez mal à la taille du fait de leur texture. Les granites fins gris associés ont été localement recherchés (carrière de Beg ar Garo au NNW d'Argenton).

Quessant

Le *leucogranite de Lokeltas* a fourni dans le passé une pierre de taille de bonne qualité, comme l'attestent de nombreuses constructions (partie importante de l'église de Lampaul [1860-1863], forts du Kernic [1862] et de Trebechou [1862]), divers édifices privés. Il a été aussi naguère utilisé pour les meules des petits moulins à vent. La plupart des carrières étaient ouvertes sur le bord même de la mer (environs de Créac'h, de Trebechou), parfois aussi dans les terres (Cost ar Reun). Le granite de Beninou et le dyke granitique de Roc'h Hir ont été également exploités.

Le *granite de Porsguen*, généralement de qualité moyenne, a surtout été employé dans les constructions rurales. Il a pu toutefois servir à l'édification du grand môle de Penn-Arlan (début des travaux en 1874). Sous son faciès arénisé, le granite de Porsguen a été exploité comme « sable » (carrière de Toul al Lan).

Le *granite porphyroïde rose de Lampaul* a servi — *pro parte* — pour les travaux portuaires de cette localité. La trondhjémite de Lostlogod a été extraite dans plusieurs petites carrières près du port du Stiff pour l'empierrement et les enrochements.

Les *micaschistes de Porz Kored* ont été localement recherchés pour les dallages. Les autres micaschistes ont été utilisés uniquement comme moellons irréguliers dans les muretins et diverses constructions rurales, qui ont également employé la microsyténite.

Les *limons périglaciaires* mêlés aux graviers de l'arène granitique sous-jacente ont été exploités comme mortier à Lann Vraz. Les galets des énormes cordons de la presqu'île de Lokeltas ont été prélevés pour former le revêtement supérieur de certains muretins, voire pour la décoration.

En règle générale, les constructions rurales de l'île (fermes, muretins,...) reflètent étroitement la nature de leur sous-sol et peuvent même ainsi souvent fournir de bons indicateurs lors du levé de la carte géologique détaillée. Un exemple particulièrement remarquable est représenté par les constructions le long du champ filonien microsyténitique (exploité dans de petites carrières). À Ouessant, toute activité extractive a cessé actuellement (1990) (Chauris, 1992a).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

L'île d'Ouessant a été fréquentée par l'homme dès la préhistoire, comme l'atteste la présence de galets taillés sur les plateaux, ainsi que de nucléus et de nombreux éclats de silex. Elle a été plus densément occupée à partir du Néolithique. À la fin du 19^e siècle, l'archéologue P. du Châtellier avait signalé de nombreux menhirs et des chambres à ciel ouvert. La plupart de ces vestiges du passé ont aujourd'hui disparu à l'exception de l'enceinte de pierres de Penn-Arlan qui comprend encore 18 blocs. Ce monument a été fouillé en 1988 et restauré. La fouille a permis de situer la construction de cette ellipse mégalithique vers 3000 avant J.C., et a montré des réutilisations, sans doute durant l'âge du bronze et à l'époque historique (Briard et Le Goffic, 1988).

Au centre de l'île, depuis 1988, un autre chantier de fouilles a été ouvert sur le site Mez-Notariou, à l'Ouest de la butte Saint-Michel. Il a permis de mettre au jour de nombreux trous de poteau, correspondant à des bâtiments à nefs. La céramique y est très abondante et la majorité des tessons étudiés correspondent au premier âge du fer (Le Bihan et Robic, 1990). On peut aussi voir sur l'île quelques stèles de l'âge du fer, par exemple près de la chapelle N.-D.-de-Bon-Voyage, ou dans un jardin à l'Ouest du Stiff.

À l'Est de l'île, près de Kernoz, sur l'isthme d'Arlan on distingue encore les vestiges d'un château fort qui gardait le point le plus facilement abordable de la côte. Il a servi de carrière pour toutes les maisons de ce quartier d'Ouessant. À la pointe de Cadoran se dresse un tertre qui fut élevé par les soldats qui stationnèrent sur l'île, pour servir de butte de tir.

SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES

Jadis soigneusement cultivée (céréales, pommes de terre,...), l'île d'Ouessant est à présent presque entièrement en friches, où pâturent encore plusieurs milliers de moutons. Par suite de la violence des vents, la végétation arboricole spontanée est essentiellement limitée aux deux vallons de la dépression médiane et au vallon de Penn-Arlan. L'absence de couverture boisée était déjà sensible dès le Néolithique, comme l'attestent les analyses palynologiques effectuées dans les sols archéologiques. Des landes d'ajoncs nains et de bruyères s'étendent largement sur la partie orientale de l'île.

La majeure partie des sols de l'île d'Ouessant présente de bonnes potentialités agronomiques et semble bien adaptée à d'éventuelles cultures intensives. Les sols des pentes et des plateaux (environ 65 % du territoire) présentent les caractères de sols bruns, souvent profonds (fig. 18). Ils ne montrent de traces d'hydromorphie qu'en bas de pente, au contact des sols de dépression qui représentent 15 % de la surface. Ailleurs sur le littoral se développent des rankers (fig. 19) et parfois des podzols dans les zones plus exposées (pointe de Créac'h). Diverses productions pourraient être envisagées pour satisfaire la consommation intérieure ou la demande touristique estivale. De même, les productions originales destinées à l'exportation seraient permises par le climat, plus doux que sur le continent voisin.

Sur le continent, l'environnement a été intensément transformé par la poursuite d'une occupation humaine assez ancienne, comme l'attestent les nombreux vestiges mégalithiques encore conservés ici — malgré de regrettables destructions —, en particulier le cairn de l'île Carn, les superbes menhirs en granite de l'Aber-Ildut (Kergadiou) et plus tard, les belles stèles de l'âge du fer. Les landes d'ajoncs (*Ulex europeus*) fleurissant dès la fin de l'hiver parmi les boules de granite, ont largement reculé depuis la dernière guerre; les engins mécanisés

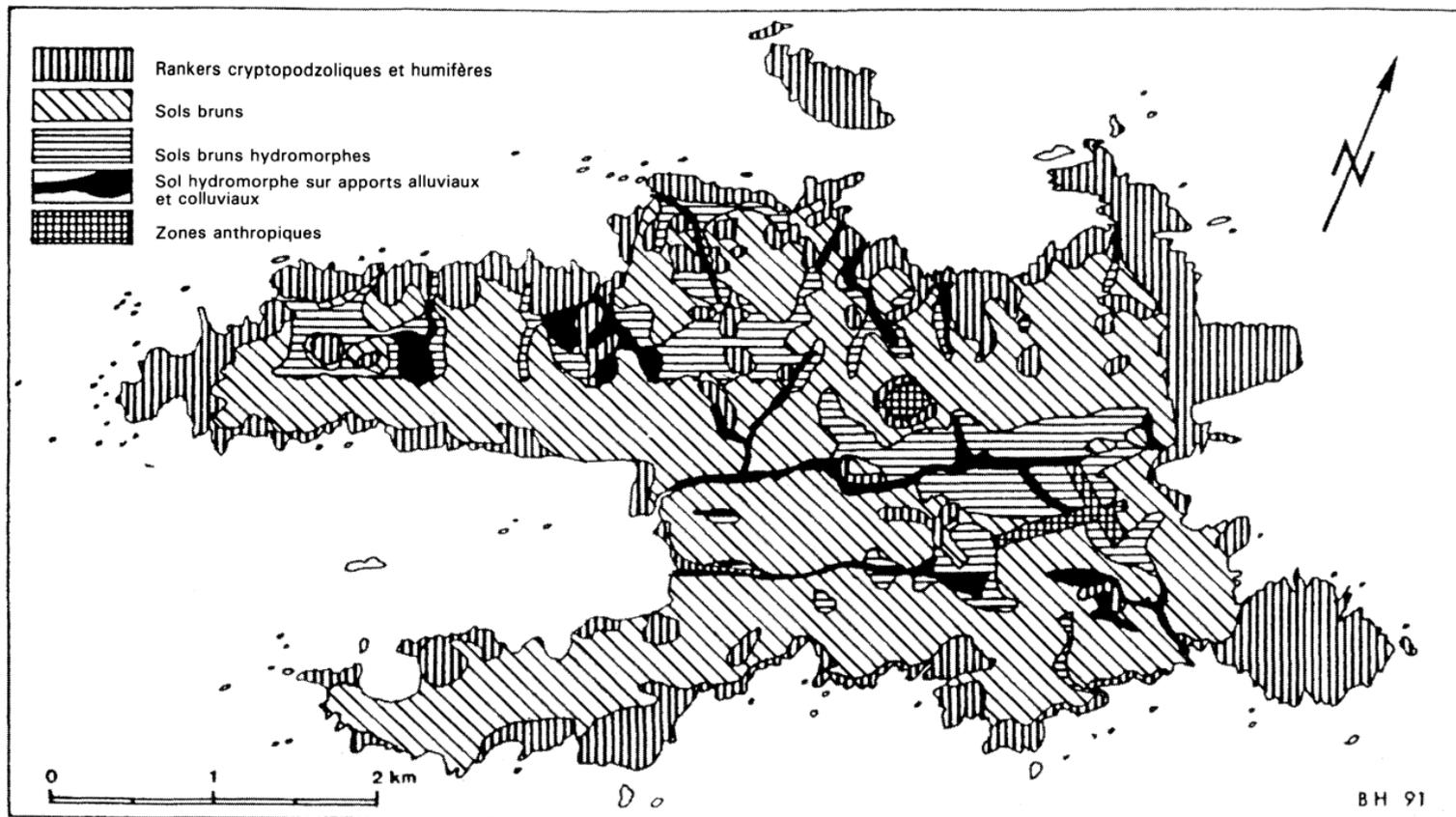


Fig. 18 - Île d'Ouessant. Carte des sols

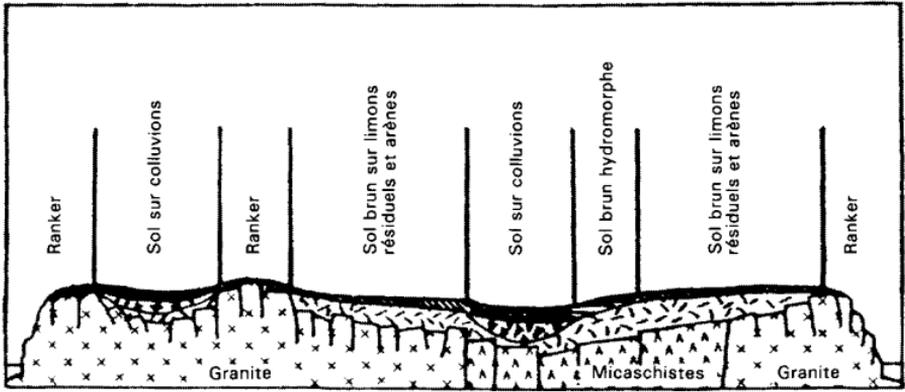


Fig. 19 - Toposéquence des sols d'Ouessant

ont permis un intense dérochement et les empilements de boules de granite de l'Aber-Ildut, rassemblées par les bulldozers au coin des champs, font désormais partie du paysage, dans l'attente d'un enlèvement progressif.

L'agriculture est dominée par l'élevage bovin, souligné par les herbages et les emblavures consacrées au maïs. La récolte des laminaires, avec des moyens de coupe modernisés, est très active sur tout le littoral, et Lanildut, après avoir été un grand exportateur de granite, est devenu à présent un centre important pour le débarquement des algues. À ce trafic s'ajoute également le déchargement des sables marins.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier deux itinéraires dans le **guide géologique régional : Bretagne**, (2^e édit.), (1985) par S. Durand et coll., Paris : Masson édit. ; *itinéraire n° 4* et *itinéraire n° 5* (de Brest à l'île d'Ouessant), rédigés par L. Chauris.

Diverses données géologiques et deux itinéraires illustrés sont présentés dans le guide collectif du parc naturel régional d'Armorique consacré à l'île d'Ouessant (sans date, 112 p.).

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS C.J.D. (1967) — A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Islands (United Kingdom). Thèse, Oxford.

ANDRADE B. (1981) — Étude morphosédimentologique d'estuaires de la rade de Brest et de la côte du Léon. Thèse 3^e cycle, Brest, 144 p.

ANDREIEFF P., BOILLOT G., BUGÉ E., GENNESEAUX M. (1969) — La couverture sédimentaire tertiaire à l'ouest et au sud-ouest du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, 2^e sér., sect. IV, n^o 4, p. 23-37.

ANDREIEFF P., LEFORT J.P., MAREC A., MONCIARDINI C. (1973) — Les terrains antécambriens et paléozoïques au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, V, 1, p. 13-20.

ANONYME (1890) — Répertoire des carrières de pierre de taille exploitées en 1889. Paris : Librairie polytechnique, Baudry et Cie édit., 322 p.

BARRIÈRE M., CHAURIS L., COTTEN J. (1971) — Premières données sur un faciès orbiculaire dans le massif granitique de l'Aber-Ildut (Finistère, France). *Bull. Soc. franç. minéral. crist.*, 94, p. 402-410.

BARROIS C. (1877) — Note sur les traces de l'époque glaciaire en quelques points des côtes de Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, p. 186-204.

BARROIS C. (1882) — Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère. *Ann. Soc. géol. Nord*, 9, p. 239-268.

BARROIS C. (1893) — Carte géologique à 1/80 000 Plouguerneau-Ouessant (1^{re} édit.).

BARROIS C. (1902) — Carte géologique à 1/80 000, feuille Brest (1^{re} édit.).

BARROIS C. (1909) — Carte géologique à 1/80 000, feuille Lannion (1^{re} édit.).

BATTISTINI R. (1955) — Description du relief et des formations quaternaires du littoral occidental du Léon entre l'anse des Blancs-Sablons et l'Aber-Benoît. *Bull. Com. océan. étude des côtes*, 7, p. 64-78.

BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) — Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, p. 297-302.

BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988a) — Âge et origine des roches volcaniques observées sur les estrans de l'extrême ouest du Massif armoricain (France). *Norois*, 139, p. 331-335.

BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988b) — Magmatisme fissural permien et triasique dans le pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, II, p. 2049-2054.

BERTHOIS L., DANGEARD L. (1929) — Formations quaternaires aux environs du Conquet et de Lanildut (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 10, p. 44-73.

BIGOT DE MOROGUES (1809) — Observations minéralogiques et géologiques sur les principales substances des départements du Morbihan, du Finistère et des Côtes-du-Nord. *Journal des Mines*, 152, p. 81-111.

BISHOP A.C., BRADSHAW J.D., RENOUF J.T., TAYLOR R. (1969) — The stratigraphy and structure of part of West Finistère, France. *Quart. Journ. Geol. Society*, London, 124, p. 309-348.

BOILLOT G., HORN R. (1966) — Prospection sismique de la fosse d'Ouessant (Manche occidentale) par la méthode « Sparker ». *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 263, p. 1677-1680.

BORDET P., CHAURIS L. (1965) — Triclinisme lié à une zone d'écrasement dans les feldspaths potassiques du granite de l'Aber-Ildut (Finistère). *Bull. Soc. franç. minéral. crist.*, 88, p. 527-528.

BRIARD J., LE GOFFIC M. (1988) — Un observatoire préhistorique à Ouessant : l'enceinte de pierre de Pen-ar-Land. Journée préhistorique et protohistorique de Bretagne, 15 octobre 1988. Direction des Antiquités de Bretagne, p. 8-11.

BROUSSE R., DIDIER J., JONIN M., THONON P. (1972) — Galets de roches volcaniques sur les côtes de Bretagne occidentale. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 24-26.

CABANIS B., PEUCAT J.J., MICHOT J., DEUTSCH S. (1979) — Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 357-364.

CASTRO C. (1981) — Les dunes du Léon (Finistère) et les problèmes de leur conservation. Thèse 3^e cycle, Brest, 176 p.

CHASSE C., GLEMAREC M. (1976) — Atlas des fonds du plateau continental du golfe de Gascogne. Carte biosédimentaire. Atlas littoral français, UBO-CNEXO.

CHAURIS L. (1965a) — Les minéralisations pneumatolytiques dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 31, 218 p.

CHAURIS L. (1965b) — Sur la structure des massifs granitiques du Nord-Ouest du pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260, p. 4351-4353.

CHAURIS L. (1965c) — Sur l'importance des phénomènes de cisaillement dans la tectonique du pays de Léon (Finistère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 126-127.

CHAURIS L. (1966a) — Carte géologique à 1/80 000 Plouguerneau-Ouessant (2^e édit.).

CHAURIS L. (1966b) — Vue d'ensemble sur la géologie de l'île d'Ouessant (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n. sér., p. 87-119.

CHAURIS L. (1966c) — Le granite de l'Aber-Ildut (Finistère). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 278, LXI, p. 9-30, 1 carte h.t.

CHAURIS L. (1969a) — Les confins occidentaux du pays de Léon (Finistère) : archipel de Molène et chaussée des Pierres-Noires. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n. sér., p. 119-145.

CHAURIS L. (1969b) — Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, p. 2859-2861.

CHAURIS L. (1974) — Occurrences albitiques associées aux granites hercyniens en Bretagne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 104, p. 121-135.

CHAURIS L. (1980) — Un district stannowolframifère à minéralisation disséminée : le granite de Saint-Renan (Massif armoricain) et ses gisements alluvionnaires de cassitérite. 26^e congr. géol. intern. Paris, « Gisements français », E1, p. 31-60.

CHAURIS L. (1982a) — À la recherche des placers littoraux : concentration de sables lourds sur les plages du Nord-Finistère (Massif armoricain). 107^e congrès soc. sav., Brest, III, p. 119-130.

CHAURIS L. (1982b) — Nouvelles observations géologiques dans l'archipel de Molène. *Penn-ar-Bed*, 13, 110, p. 98-111.

CHAURIS L. (1985) — Les mylonites : pièges pour la tourmalinisation deutérique. L'exemple du granite tourmalinifère de Saint-Renan (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, p. 599-602.

CHAURIS L. (1987) — Le sphène : un minéral-traceur. L'exemple des sables lourds des plages du Nord-Finistère (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, p. 27-30.

CHAURIS L. (1990) — Sables lourds à cassitérite sur les grèves de Corsen en bordure du granite stannifère de Saint-Renan (Finistère). *Bull. Soc. sci. nat. Ouest de la France*, n. sér., 12, 3, p. 118-124.

CHAURIS L. (1991a) — Sables lourds à monazite sur les plages de Plouguerneau (pays de Léon, Massif armoricain, France). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 114-115, p. 99-112.

CHAURIS L. (1991b) — Les carrières et les quais de chargement du granite rose de l'Aber-Ildut (Finistère). *Les Cahiers de l'Iroise*, 150, p. 69-78.

CHAURIS L. (1991c) — Intrusions sodiques à affinité trondhjémitique à l'île d'Ouessant (Finistère). *Bull. soc. sci. nat. Ouest de la France*, n. sér., 13, (4), p. 119-122.

CHAURIS L. (1991d) — Le granite porphyroïde de Porz paul dans l'île d'Ouessant : un nouvel élément dans la ceinture des « granites rouges » du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 313, sér. II, p. 245-250.

CHAURIS L. (1991e) — Intérêt des mesures systématiques de la radioactivité au scintillomètre. L'exemple de l'île d'Ouessant (Massif armoricain). *Géologie de la France*, 2, p. 9-15.

CHAURIS L. (1991f) — Le granite à tourmaline de Plouarzel (Finistère) : aspects chimico-minéralogiques d'une différenciation marginale leucogranitique. *Géologie de la France*, 4, p. 31-38.

CHAURIS L. (1992a) — Problèmes d'insularité : origine des pierres de construction à Ouessant (Finistère, France). *Norois, Poitiers*, 153, p. 45-55.

CHAURIS L. (1992b) — Granites à tourmaline et tourmalinites de l'île d'Ouessant. Contribution à l'étude de la tourmalinisation liée aux intrusions granitiques. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest de la France*, n. sér., t. 14, (3), p. 85-97.

CHAURIS L. (1992c) — Les aplites à nodules de tourmaline du granite de l'Aber-Ildut (Finistère). *Bull. Soc. sci. nat. Ouest de la France*, n. sér., t. 14, (4), p. 119-123.

CHAURIS L. (1992 d) — Intrusions sodiques à affinités trondhjémiques dans le Nord-Ouest de la Bretagne (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 705-710.

CHAURIS L., DEUNFF J., LAPIERRE F., LEFORT J.P., PLUS-QUELLEC Y. (1972) — Les formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, p. 2624-2626.

CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1972) — Feuille géologique Brest à 1/80 000, 3^e édit. (partie pays de Léon). Orléans : BRGM.

CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1980) — Feuille géologique Brest à 1/50 000 (partie pays de Léon). Orléans : BRGM.

CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1989) — Carte géologique France (1/50 000), feuille Le Conquet (273) et notice explicative, 69 p. Orléans : BRGM.

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

COLLECTIF (1986) — Les changements écologiques, économiques et sociologiques dans les îles du Ponant. Le cas de Batz, Ouessant et Groix. Institut de géoarchitecture, U.B.O., Brest, 200 p.

COLLIN L. (1936) — Formations quaternaires de l'Ouest du Finistère. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, fasc. spécial, 69 p.

COLLIN L. (1940) — Morphologie des côtes du Finistère en rapport avec la nature géologique du sol. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, fasc. spécial, 72 p.

CORBEL J. (1957) — À propos d'une vallée fossile d'Ouessant. *Nor-vois*, 16, p. 508-509.

DAIRE M.Y. (1989) — Les fouilles archéologiques de l'île d'Yoc'h en Landunvez. *Penn-ar-Bed*, 135, p. 44-49.

DAIRE M.Y. (1990) — Les surprises de la campagne de fouille de 1990 sur l'île d'Yoc'h en Landunvez (Finistère). *Bull. inf. de l'AMARA*, 3, p. 29-33.

DAIRE M.Y., GIOT P.R. (1989) — Les stèles de l'âge du fer dans le Léon. Institut culturel de Bretagne, université Rennes I, 106 p.

DEBEAUPUIS (1922) — Les grenats de l'île d'Ouessant. *Bull. Soc. franç. minéral.*, t. 45, p. 5-6.

DEBEAUPUIS (1923) — Sur un nouveau gisement de graphite français. *Bull. Soc. franç. minéral.*, t. 46, p. 49-53.

DEUTSCH S., CHAURIS L. (1965) — Âge de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260, p. 615-617.

DIDIER J., JONIN M. (1966) — Les galets de balsalte de la pointe de Pern (île d'Ouessant). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n. sér., p. 85-86.

DUBREUIL J.P. (1976) — Les dunes du Finistère. Serv. région. aménag. forest. Bretagne, 226 p.

FICHAUT B., HALLÉGOUËT B. (1989) — Banneg : une île dans la tempête. *Penn-ar-Bed*, 135, p. 36-43.

FOURCY E. (de) (1844) — Carte géologique du Finistère. Paris: de Fain et Thunot, 196 p.

GEORGET Y., MARTINEAU F., CAPDEVILA R. (1986) — Âge tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 237-242.

GUERIN C., PLUSQUELLEC Y. (1965) — Découverte de Vertébrés quaternaires à l'entrée de l'Aber-Ildut, *Penn-ar-Bed*, 43, p. 143-148.

GUERMEUR Y., HALLÉGOUËT B., MONNIER J.L. (1988) — Le biface de Theven-Camporou (Ploudalmézeau) et l'Acheuléen dans le Finistère. *Bull. Soc. archéol. Finistère*, CXVII, p. 29-35.

GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) — La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, 71, 171 p.

GUILCHER A. (1957a) — Quelques aspects et problèmes morphologiques et sédimentologiques de l'île d'Ouessant. *Norais*, n° 15, p. 289-304.

GUILCHER A. (1957b) — À propos de la vallée fossile de Lampaul à Ouessant. *Norais*, 16, p. 507-508.

GUILCHER A. (1959) — L'archipel de Molène (Finistère). Étude morphologique. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.* (2), II, 2 p. 81-96.

GUILCHER A., ADRIAN B., BLANQUART A. (1959) — Les « queues de comète » de galets et de blocs derrière des roches isolées sur les côtes nord-ouest et ouest de la Bretagne. *Norais*, 22, p. 125-145.

GUILCHER A., ANDRADE B., DANTEC M.H. (1982) — Diversité morpho-sédimentologique des estuaires du Finistère. *Norais*, 114, p. 205-228.

GUILCHER A., GIOT P.R. (1969) — Livret-guide de l'excursion C16 Bretagne-Anjou. VII^e congrès INQUA, Paris, 1969, 80 p.

GUILCHER A., HALLÉGOUËT B. (1987) — L'histoire d'une vallée aux environs de Brest. *In*: « Étude sur la Bretagne et les pays celtiques ». Cahiers de Bretagne occidentale, Brest, 6, p. 135-144.

GUILCHER A., TERS M., BONNET J.Y. (1961) — Données récentes sur l'évolution morphologique de vallées bretonnes : Oust et vallée de Saint-Renan. C.T.H.S., section de Géographie, LXXIV, extr., 53 p.

HALLÉGOUËT B. (1971) — Le Bas-Léon (Finistère, France). Étude géomorphologique. Thèse 3^e cycle, Brest, 260 p.

HALLÉGOUËT B. (1978) — L'évolution des massifs dunaires du pays de Léon. *Penn-ar-Bed*, 95, p. 417-430.

HALLÉGOUËT B. (1982a) — L'archipel de Molène. *Penn-ar-Bed*, Brest, 110, p. 79-82.

HALLÉGOUËT B. (1982b) — Géomorphologie de l'archipel de Molène. *Penn-ar-Bed*, Brest, 110, p. 83-97.

HALLÉGOUËT B. (1984) — Contribution à l'étude géomorphologique de l'archipel de Molène. 107^e congrès nat. soc. sav., Brest, 1982, Géographie, p. 61-77.

HALLÉGOUËT B. (1988) — Les îles bretonnes au péril de la transgression flandrienne. In : « Approches comparatives des méthodologies d'étude et d'expression des résultats de recherche relatifs aux systèmes micro-insulaires en Méditerranée et en Europe du Nord », p. 24-25.

HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1986) — Les oscillations climatiques entre 125 000 et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bull. Assoc. franç. ét. Quaternaire*, 23, 2^e sér., n° 25-26, p. 127-138.

HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1989) — Héritages glaciels sur les côtes du Massif armoricain. *Géogr. physique et Quaternaire*, vol. 43, n° 2, p. 223-232.

HALLÉGOUËT J.-M. (1987) — Contribution à l'étude des fonds des chenaux du Four et de la Helle. Utilisation du sonar à balayage latéral. Mémoire de maîtrise, U.B.O., Brest, 90 p., inédit.

HINSCHBERGER F. (1962) — Les hauts-fonds sableux de l'Iroise et leur rapports avec les courants de marée. C.T.H.S., sect géogr., t. LXXV, p. 53-80.

HINSCHBERGER F. (1963) — Un problème de morphologie sous-marine : la fosse d'Ouessant. *Noroi*, 39, p. 217-233.

HINSCHBERGER F. (1969) — L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Étude de morphologie et de sédimentologie sous-marine. Thèse, Caen, 307 p.

HINSCHBERGER F., CORLAY J.P. (1967) — Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé autour d'Ouessant et du plateau de Molène (Finistère). *Norois*, 56, p. 569-584.

HINSCHBERGER F., GUILCHER A. (1962) — Les bancs de sable sous-marins des abords d'Ouessant et de la chaussée de Sein (Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 254, p. 4065-4067.

JÉRÉMINE E., SANDRÉA A. (1957) — Contribution à l'étude géologique de l'île d'Ouessant (microgranites et tourmalinites). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 252, t. 55, 7 p., 2 pl. h.t.

JÉZÉQUEL B. (1986) — Etude géologique de la partie est de l'île d'Ouessant. Mém. de Maîtrise, U.B.O., Brest, inédit.

KERFORNE F. (1921) — Note sur une formation superficielle dite grison dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, II, p. 108-111.

KERFORNE F. (1924) — Présence de l'or-natif à Ouessant. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. V, fasc. 1, p. 50.

KERFOURN M.T. (1964) — Les dunes de la côte occidentale du plateau du Léon. Congr. intern. de la mer, Saint-Cast, 1964, 14 p., dactylog.

LE BIHAN J.P., ROBIC J.Y. (1990) — Un village du premier Âge du Fer de Mez-Notariou, île d'Ouessant (Finistère). *Rev. archéol. Ouest*, supplément n° 3, p. 157-162.

LE CORRE C., BALE P., GEORGET Y. (1989) — Le Léon : un domaine exotique au nord-ouest de la chaîne varisque armoricaine (France). *Geodinamica Acta*, Paris, 3, 2, p. 57-71.

LEFORT J.P. (1977) — Les prolongements submergés du Massif armoricain : étude de géologie et de géophysique marine. Mém. Soc. géol. Fr., t. 56, n° 130, p. 1-68.

LEUTWEIN F. (1968) — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne dans la partie nord du Massif armoricain. *Sciences de la Terre*, Nancy, 11, 83 p.

LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1969) — Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sciences de la Terre*, Nancy, XIV, 4, p. 329-358.

MEYNIER A. (1957) — Une vallée fossile à Ouessant. *Norois*, 15, p. 369-371.

MOIGN A., GUILCHER A. (1973) — Réflexions sur la plage normannienne de Ruludu près de l'Aber-Ildut (Finistère). *Penn-ar-Bed*, 73, p. 111-116.

MORZADEC-KERFOURN M.T. (1969) — Variations de la ligne de rivage au cours du Postglaciaire le long de la côte nord du Finistère. Analyse pollinique de tourbes et de dépôts organiques littoraux. *Bull. A.F.E.Q.*, Paris, 4, p. 285-318.

MORZADEC-KERFOURN M.T. (1974) — Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique des dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 17, 208 p.

MOUSSU R. (1963a) — Rapport sur la campagne de recherches 1958 à 1960 dans la région stannifère de Saint-Renan. Rapport COMIREN, inédit, 133 p., 7 pl., Saint-Renan.

MOUSSU R. (1963b) — Le gisement d'étain de Saint-Renan. Géologie et prospection. *Ann. des Mines*, IX, p. 555-572.

MULOT B. (1963) — Prospection de substances diverses dans l'île d'Ouessant. Rapport BRGM, inédit.

NACHIT H. (1986) — Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Thèse, U.B.O., Brest.

PICHAVANT M., MANNING D. (1984) — Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 31-50.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1973) — Inventaire minéralogique de la France. Vol. 3, 29 : Finistère. Orléans : BRGM, 118 p.

PITCHER W.S. (1979) — The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journ. Geol. Soc. London*, 136, p. 627-662.

PONCET F., HALLEGOUËT B., LE DEMEZET M. (1979) — Les zones humides littorales de Bretagne et leur évolution. *Penn-ar-Bed*, 99.

PULLON-BOBLAYE (1827) — Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. *Mém. Muséum*, 15, p. 49-116.

QUESNEY A. (1983) — Manche occidentale et mer Celtique. Étude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles. Thèse 3^e cycle, Caen, 162 p.

ROBEQUAIN C. (1935) — Les côtes d'Ouessant. A.F.A.S., 59^e session, Nantes, p. 557-560.

SHELLEY D. (1966) — The geology of the Abers region, Finistère-Nord. Thèse, Bristol, 199 p.

VIDAL P. (1980) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 21, 162 p.

Carte géologique de la France à 1/50 000

— Feuille *Le Conquet* (1989) par L. Chauris, B. Hallégouët.

Carte géologique de la France à 1/80 000

— Feuille *Île d'Ouessant* (40) — *Plouguerneau* (56), 1^{re} édition (1893) par C. Barrois; 2^e édition (1966) par L. Chauris.

— Feuille *Brest* (57), 1^{re} édition (1902) et 2^e édition (1949) par C. Barrois; 3^e édition (1972) par L. Chauris, B. Hallégouët, C. Babin, Y. Plusquellec, P. Morzadec, P. Thonon.

Carte géologique de la France à 1/320 000

— Feuille *Brest-Lorient*, 1^{re} édition (1943) par P. Pruvost, G. Waterlot, P. Comte; 2^e édition (1970) par L. Chauris, J. Cogné, J. Kerrien.

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

— Feuille *Brest* (1960). Coordination F. Permingeat.

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

— Feuille *Nantes* (1979). Coordination J. Meloux.

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

— Feuille *Plabennec* (1975), par A. Marec, avec la coll. de F. Hirschberger.

Carte géologique de la France et de la marge continentale à 1/1 500 000 (1986)

Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000

Carte géologique de la marge continentale française à 1/250 000

— Feuille *Ouessant* (1975), par F. Lapierre.

Cartes du service hydrographique et océanographique de la Marine à 1/20 000

5567 - De l'île Molène à l'île d'Ouessant (1920).

5721 - De la pointe de Kermorvan à l'île d'Iock (1934).

5772 - Du phare du Four à l'île Vierge (1940).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au service géologique régional Bretagne, 4 rue du Bignon, 35000 Rennes, ou bien à la Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Les échantillons prélevés sur le terrain lors de l'établissement de la carte sont conservés au département des sciences de la Terre de l'université de Bretagne occidentale, 29275 Brest (collections L. Chauris).

INVENTAIRE MINÉRALOGIQUE

L'île d'Ouessant (à l'inverse de l'île de Groix) n'est pas un « paradis minéralogique ». Cependant, quelques espèces offrent parfois un développement spectaculaire et méritent, à ce titre, de retenir l'attention : c'est en particulier le cas des concentrations de tourmaline des environs de Porz Doun et des occurrences de graphite du district de Penn-ar-Roc'h. On trouvera ci-après la liste des minéraux reconnus à ce jour dans l'île. Pour les descriptions et les associations paragenétiques, on se référera au texte de la notice.

Au total, 41 espèces ont été identifiées : albite, almandin, andalousite, andésine, apatite, augite, biotite, bismuth-natif, brookite, cassitérite, chlorite, cordiérite, covellite, danaïte, diopside, graphite, grosulaire, hornblende, ilménite, kaolin, magnétite, microcline, mispickel, monazite, muscovite, oligoclase, or-natif, orthose, psilomélane (dendrites de manganèse), pyrite, pyrrhotite, quartz, rutil, séricite, sillimanite, sphène, staurotide, thortite, tourmaline, zircon, zoïsite.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Louis CHAURIS, directeur de recherche au CNRS, département des sciences de la Terre, URA 1278, université de Bretagne occidentale, Brest, à l'exception des chapitres consacrés aux formations tertiaires et quaternaires, à la géologie marine et à l'occupation du sol, dus à Bernard HALLÉGOUËT, maître de conférences au département de géographie, université de Bretagne occidentale.

Présentation au CCGF : 28 novembre 1991.

Acceptation de la carte et de la notice : 10 juin 1992.

Impression de la carte : 1994.

Impression de la notice : février 1994.

ANNEXES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	51,70	54,60	54,90	59,50	62,45	46,40	72,00	72,60	70,40	71,40	71,30	67,30	68,20	65,40
Al ₂ O ₃	26,50	21,70	24,15	20,70	18,50	16,00	15,40	17,30	17,60	16,15	17,40	15,20	15,45	16,70
Fe ₂ O ₃	7,80	7,60	6,80	6,20	6,00	11,70	0,92	< 1,0	< 1,0	0,87	1,10	3,20	3,18	3,20
MnO	0,15	0,17	0,15	0,13	0,10	0,19	0,05	0,02	0,03	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06
MgO	2,05	2,20	1,90	1,70	1,75	8,40	0,30	< 1,0	< 1,0	0,40	< 1,0	1,50	1,60	1,50
CaO	0,25	< 1,0	0,25	< 1,0	1,05	11,70	1,30	< 1,0	1,0	1,40	1,5	1,85	2,25	2,40
Na ₂ O	1,30		0,90		1,45		6,55			7,00		3,90	3,85	
K ₂ O	4,60	4,30	5,60	6,70	5,65	< 0,50	1,80	1,10	0,60	0,95	< 0,5	3,95	3,70	5,00
TiO ₂	1,05	0,80	0,90	0,72	0,95	1,89	0,15	0,12	0,11	0,10	0,15	0,60	0,50	0,47
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,20	0,14	0,15	0,25	0,07	0,07	0,07	0,10	0,09	0,20	0,20	0,16
PF	4,45		4,00		1,15		0,85			0,95		1,80	0,95	
Total	100,05		99,75		99,20		99,39			99,37		99,55	99,93	
Li		329		152		27		17	30		28			103
Be		2		2		< 2		< 2	< 2		< 2			4
B		88		213				< 10	< 10		14			32
V		121		88		303		11	11		16			43
Cr		118		104		336		34	38		45			58
Co		18		8		51		5	6		7			10
Ni		56		38		89		21	24		22			28
Cu		46		6		10		8	7		< 5			11
Zn		118		78		158		36	34		39			66
As		< 20		21		< 20		< 20	< 20		< 20			< 20
Sr		110		128		343		477	541		536			260
Y		26		30		22		< 20	< 20		< 20			< 20
Nb		< 20		23		47		< 20	< 20		< 20			< 20
Mo		< 5		< 5		< 5		< 5	< 5		< 5			< 5
Ag		< 0,2		< 0,2		< 0,2		< 0,2	< 0,2		< 0,2			< 0,2
Cd		< 2		< 2		3		< 2	< 2		< 2			< 2
Sn		< 10		12		< 10		< 10	< 10		< 10			< 10
Sb		< 10		< 10		< 10		< 10	< 10		< 10			< 10
Ba		460		595		77		272	283		233			707
La		46		46		27		< 20	< 20		< 20			41
Ce		104		108		34		< 10	< 10		< 10			81
W		< 10		< 10		< 10		< 10	< 10		< 10			< 10
Pb		47		38		13		26	30		23			46
Bi		< 10		< 10		< 10		< 10	< 10		< 10			< 10
Zr		188		447		872		149	124		215			218

Tableau I. 1 à 5: *Micaschistes*. 1 - Baie de Lampaul. 2 - Port du Stiff. 3 - Porz Kored. 4 - Porz Kored. 5 - Stank Laeron. 6 : *Amphibolite*, Porz Doun. 7 et 8: *Trondhjemite*, Lostlogod. 9 à 11: *Microtrondhjemite*. 9 - Port du Stiff. 10 - Nord de Porz Aheac'h. 11 - Baie du Stiff. 12 à 14: *Granite à biotite de Porzguen*. 12 - Cale de Penn ar Roc'h. 13 - Ouest de Roc'h Toul. 14 - Porz Kored. Analyses BRGM, sauf 1, 3, 5, 7, 10, 12 et 13 (Montpellier). Pour détail, voir texte.

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	66,30	67,80	66,50	74,80	69,90	67,50	68,20	69,60	73,45	74,30	62,90
Al ₂ O ₃	16,40	15,00	15,30	13,90	15,60	15,10	15,60	14,80	14,30	14,15	17,00
Fe ₂ O ₃	3,40	3,50	2,10	0,75	< 1,0	1,60	1,90	1,10	1,12	0,38	3,00
MnO	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,08
MgO	1,30	1,40	< 1,0	0,45	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	0,10	0,20	1,00
CaO	1,10	2,50	1,80	0,95	< 1,0	1,0	< 1,0	< 1,0	0,85	0,85	2,30
Na ₂ O				3,75					3,70	3,40	
K ₂ O	6,00	2,30	7,00	4,60	6,00	6,90	6,80	6,90	4,70	5,05	6,50
TiO ₂	0,40	0,50	0,36	0,05	0,07	0,25	0,29	0,11	0,10	0,15	0,44
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,19	0,10	0,12	0,22	0,23	0,30	0,35	0,40	0,18
PF				0,60					1,00	1,15	
Li	83	102	85		77	67	61	51			62
Be	17	< 2	5		4	3	< 2	7			7
B	28	15	23		43	18	23	41			12
V	65	57	24		< 10	19	23	< 10			35
Cr	79	110	48		28	38	42	36			40
Co	8	11	9		5	7	7	6			9
Ni	34	38	28		20	20	22	35			24
Cu	40	23	5		6	< 5	< 5	6			6
Zn	66	53	41		27	53	57	51			64
As	21	< 20	21		< 20	24	< 20	< 20			< 20
Sr	137	295	208		118	190	159	89			200
Y	< 20	21	< 20		< 20	< 20	< 20	< 20			21
Nb	25	21	21		< 20	20	21	< 20			24
Mo	< 5	5	5		< 5	5	< 5	< 5			< 5
Ag	< 0,2	< 0,2	< 0,2		< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2			< 0,2
Cd	< 2	< 2	< 2		< 2	< 2	< 2	< 2			< 2
Sn	< 10	< 10	< 10		< 10	< 10	< 10	< 10			11
Sb	< 10	10	< 10		< 10	< 10	< 10	< 10			< 10
Ba	535	533	438		151	436	423	213			510
La	< 20	32	43		< 20	23	< 20	< 20			55
Ce	34	65	95		10	55	43	18			114
W	< 10	< 10	< 10		< 10	< 10	< 10	< 10			< 10
Pb	43	29	54		55	47	39	47			55
Bi	< 10	< 10	< 10		< 10	< 10	< 10	< 10			< 10
Zr	212	306	258		107	363	263	269			466

Tableau II. 15: *Gneiss migmatitique*, Porz Kenzi. 16: *Gneiss plagioclasique*, Porz Kenzi. 17: *Granite à biotite*, Yusin. 18 et 19: *Granite de Kadoran*. 20 et 21: *Leucogranite de Beninou* (environs de Beg Piniglou). 22 à 24: *Leucogranite de Lokeltas*. 22 - Environs de Creac'h. 23 - Poull Bridik. 24 - Nord de Poull Ifern (faciès laminé). 25: *Granite rose porphyroïde de Lampaul* (port de Porzpaul). Analyses BRGM, sauf 18, 23 et 24 (Montpellier). Pour détail, voir texte.

	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	37 bis
SiO ₂	68,80	68,30	67,10	72,30	44,50	39,00	39,90	36,60	36,80	63,70	66,35	66,10	63,00
Al ₂ O ₃	16,00	14,80	22,40	15,20	28,05	31,50	30,60	32,00	32,70	14,70	14,67	15,10	15,30
Fe ₂ O ₃	1,00	< 1,0	< 1,0	< 1,0	8,40	10,61	10,90	10,80	11,20	3,28	3,36	3,45	3,60
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,10	0,14	0,14	0,16	0,17	0,10	0,07	0,08	0,12
MgO	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	3,84	4,60	4,55	4,60	5,20	1,80	1,70	1,70	1,70
CaO	1,50	< 1,0	1,40	< 1,0	0,80	0,49	1,40	< 1,0	< 1,0	3,35	2,82	1,20	2,70
Na ₂ O					4,03	1,27	1,85			3,55	3,36	3,65	
K ₂ O	6,70	6,70	1,10	5,40	1,90	2,68	0,25	1,80	3,20	5,55	5,52	5,52	7,20
TiO ₂	0,14	0,08	0,02	0,02	0,90	0,76	0,77	0,64	0,74	0,6	0,62	0,59	0,50
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,10	0,09	0,00	0,03	0,03	0,28	0,14	0,60	0,71	0,63	0,40
PF					2,54	2,70	1,65			0,85	0,68	1,54	
Li	73	27	< 10	< 10	180	162	74	157	227		92	120	93
Be	3	7	21	7		5	5	5	5				4
B	56	65	203	487	12880	24100	29500	22540	19320				< 10
V	< 10	< 10	< 10	< 10				2515	2497				52
Cr	32	33	32	42				< 10	< 10				81
Co	7	7	7	6				< 5	< 5				11
Ni	19	22	22	17				33	38				40
Cu	< 5	5	< 5	< 5				14	16				11
Zn	35	45	18	22				583	569				88
As	< 20	< 20	21	< 20				42	67				< 20
Sr	166	127	212	126	115	63	96	65	73		834	610	919
Y	< 20	< 20	< 20	< 10				< 20	< 20				< 20
Nb	< 20	< 20	< 20	< 20				< 20	< 20				21
Mo	5	< 5	< 5	5				< 5	< 5				5
Ag	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2				0,2	0,3				< 0,2
Cd	< 2	< 2	< 2	< 2				3	4				< 2
Sn	< 10	< 10	27	< 10		65	40	23	39				< 10
Sb	< 10	< 10	< 10	12				< 10	12				< 10
Ba	346	315	77	164	108	75	15	58	24		2500	1950	2613
La	25	< 20	< 10	< 20				< 20	< 20				59
Ce	45	12	< 10	< 10				10	26				128
W	< 10	< 10	< 10	< 10				< 10	< 10				< 10
Pb	62	66	73	42				15	27				91
Bi	< 10	< 10	< 10	< 10				< 10	< 10				< 10
Zr	243	187	123	370				83	1101				439

Tableau III. 26 et 27: *Filons de granite fin leucocrate.* 26 - Roc'h Hir. 27 - Porz Kored. 28 et 29: *Filons de granite à tourmaline.* 28 - Porz Doun. 29 - Penn ar Viler (Ouest Porz Doun). 30 à 34: *Tourmalinites du district de Porz Doun.* 35 à 37 bis: *Microsyrénite* (environs de Poull Bridik). Analyses BRGM, sauf 35 (Montpellier). Pour détail, voir texte.

	38	39	40	41	42	43
SiO ₂	67,90	67,00	66,40	63,90	64,70	65,60
Al ₂ O ₃	14,30	14,30	15,70	17,70	16,50	16,60
Fe ₂ O ₃	2,40	1,60	3,60	3,00	3,30	3,20
MnO	0,07	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05
MgO	< 1,0	< 1,0	1,30	1,20	1,20	1,20
CaO	1,20	2,0	2,40	2,90	2,80	2,00
Na ₂ O			3,20			
K ₂ O	5,90	6,50	5,60	4,90	4,90	4,10
TiO ₂	0,19	0,25	0,52	0,51	0,67	0,95
P ₂ O ₅	0,17	0,37	0,10	0,11	0,24	0,40
Li	40	32	60	60	38	70
Be	< 2	< 2	< 2	< 2	2	< 2
B	19	17	13	22	15	29
V	< 10	21	44	39	57	56
Cr	29	41	59	39	43	< 10
Co	6	9	10	8	10	5
Ni	29	70	27	22	23	34
Cu	6	5	8	< 5	7	9
Zn	42	30	59	61	75	101
As	20	26	< 20	< 20	< 20	29
Sr	135	360	307	815	549	288
Sn	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Ba	373	1079	537	916	1084	940
La	32	22	64	37	87	151
Ce	75	42	158	89	195	382
Pb	65	59	39	32	49	25
Zr	281	504	286	317	383	563

Tableau IV. Complexe anatectique de Landunvez. 38 à 40 : *Granite à faciès porphyroïde*. 38 - Pointe du Coq. 39 - Près Karreg Enez Coun. 40 - Dourlannoc. 41 à 43 : *Granodiorite à grain fin*. 41 et 42 - Sud de Beg ar Garo. 43 - Nord de Kersaint.

	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	55,90	44,30	51,80	52,40	55,50	57,80
Al ₂ O ₃	20,50	20,50	16,80	17,20	17,70	16,80
Fe ₂ O ₃	7,50	17,25	8,60	7,50	7,00	5,30
MnO	0,16	0,31	0,17	0,14	0,14	0,11
MgO	2,00	4,65	5,40	4,90	3,60	3,30
CaO	< 1,0	0,35	5,80	6,20	6/20	5,10
Na ₂ O		0,58				
K ₂ O	5,20	6,50	3,20	3,10	2,20	3,60
TiO ₂	0,83	2,21	1,50	1,26	1,88	0,61
P ₂ O ₅	0/09	0,19	0,48	0,31	0,35	0,24
PF		2,43				
Li	467	1211	67	65	75	20
Be	< 2	42	3	3	3	5
B	100	1008	10	< 10	35	14
V	119	297	136	132	177	83
Cr	118	228	125	85	18	60
Co	14	34	28	26	19	14
Ni	48	94	60	62	37	29
Cu	11	17	22	25	23	11
Zn	146	363	108	80	91	62
As	< 20	< 20	< 20	< 20	27	< 20
Sr	83	35	588	533	552	549
Sn	12	77	13	< 10	< 10	< 10
Ba	552	294	754	718	823	1282
La	52	126	56	65	44	26
Ce	115	239	122	111	98	56
Pb	35	< 10	17	13	< 10	23
Zr	300	816	337	292	164	518

Tableau V. Migmatites. 44 : *Gneiss migmatitique*. Porz a Vigné. 45 : *Amas biotitique intra-migmatitique*, Beg ar Vir. 46 à 49 : *Complexe basique de Portsall*, plus ou moins repris dans la migmatisation. 46 - Dourolannoc. 47 à 49 - Prat-Leac'h-Kerros.

	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	72,00	73,25	74,30	74,80	48,50	67,70	72,20
Al ₂ O ₃	14,95	14,90	15,50	15,30	27,25	19,70	14,95
Fe ₂ O ₃	1,68	0,92	0,39	< 1,0	4,16	2,79	3,75
MnO	0,03			0,03	0,09	0,05	0,15
MgO	0,37	0,22	0,14	< 1,0	1,18	0,22	0,43
CaO	1,12	0,63	0,51	< 1,0	0,56	0,12	0,15
Na ₂ O	3,20	3,39	3,48		0,33	0,28	< 0,20
K ₂ O	4,60	5,04	4,91	5,0	9,75	5,24	4,73
TiO ₂	0,28	0,06	0,07	0,07	0,53	0,13	0,38
P ₂ O ₅	0,17	0,09	0,09	0,15	0,30	0,09	0,09
PF	1,23	0,78	0,81		4,22	3,03	2,38
Li	161	< 50	< 50	93	591	254	537
Be	< 2			11	11	5	3
B	34	570	220	1159	3040	508	98
V	18	< 5	< 5	< 10	25	< 10	19
Cr	16	< 10	< 10	< 10	< 10	15	36
Co	< 5	< 10	< 10	< 5	6	< 5	< 5
Ni	22			18	19	19	24
Cu	22	4	4	6	630	52	49
Zn	143	36	19	36	7882	43	128
As	54	< 20	< 20	33	15950	1984	366
Sr	175	39	39	91	29	36	37
Sn	19	< 20	< 20	< 10	575	118	437
Ba	531	92	110	134	92	248	191
La	< 20			< 10	< 20	< 20	< 20
Ce	70			< 10	48	41	21
Pb	27	52	49	25	90	26	139
Zr	194	79	99	88	230	118	447

Tableau VI. Granites du massif de Saint-Renan et greisen associés.
 50: Granite à biotite, à grain fin, Ker ar Groaz. 51 et 52: Granite à tourmaline, falaises WSW phare de Trézien. 53: Granite à tourmaline, Ruscumunoc. 54: Greisen à tourmaline et mispickel, Ruscumunoc. 55: Greisen, Ouest Kervoulouarn. 56: Greisen, SSE Kerneac'h (n° 54, en ppm. Rb : 2446 - Cd : 36 - Sb : 26 - Bi : 22; n° 55, en ppm. W : 28; n° 56, W : 20).

	57	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	65,40	65,10	67,50	65,60	68,00	63,70	64,90
Al ₂ O ₃	16,00	16,30	15,25	15,65	15,15	16,30	16,15
Fe ₂ O ₃	4,71	4,66	3,99	4,53	3,59	5,25	4,83
MnO	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07
MgO	1,40	1,41	1,11	1,54	1,09	1,65	1,51
CaO	2,84	2,85	2,32	2,86	2,24	3,20	2,96
Na ₂ O	3,28	3,18	3,19	3,10	3,01	3,45	3,14
K ₂ O	4,76	4,74	4,94	4,13	5,29	4,62	4,10
TiO ₂	0,77	0,77	0,61	0,76	0,53	0,90	0,80
P ₂ O ₅	0,27	0,29	0,21	0,26	0,20	0,29	0,26
PF	0,36	0,41	0,40	0,58	0,48	0,49	0,48
Li	107	80	110	49	124	139	47
Be	5	4	5	4	6	4	< 2
B	27	37	46	24	66	17	11
V	62	58	46	64	42	71	66
Cr	35	29	25	41	33	35	62
Co	12	11	10	12	10	12	11
Ni	32	26	24	27	34	26	29
Cu	8	8	7	9	< 5	14	15
Zn	73	71	58	77	66	116	90
As	< 20	< 20	20	< 20	< 20	< 20	27
Sr	303	280	249	341	273	327	351
Sn	14	16	17	13	20	27	
Ba	659	681	519	605	546	733	577
La	58	55	46	57	< 20	61	101
Ce	134	121	113	140	79	123	160
Pb	16	34	34	< 10	26	22	29
Zr	362	256	243	291	233	332	362

Tableau VII. Granite porphyroïde de l'Aber-Ildut stricto sensu. 57 à 59 : Faciès normal, à feldspath porphyroïde rose. 57 - Carrière de Kerglonou. 58 - Kertanguy. 59 - Lanniouarn. 60 et 61 : Faciès écrasé à feldspath rose. 60 - Traon Bihan. 61 - Est Kerenneur. 62 : Faciès à feldspath porphyroïde blanc, Keraponson. 63 : Faciès écrasé à feldspath porphyroïde blanc, Kerguerioc.

	64	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO ₂	67,10	59,40	58,30	63,15	58,00	64,00	61,90	60,60	61,30
Al ₂ O ₃	16,25	17,40	18,45	22,75	18,90	16,90	16,55	17,40	16,55
Fe ₂ O ₃	3,09	6,76	7,14	0,36	7,67	4,96	6,45	6,50	6,64
MnO	0,04	0,09	0,10	tr	0,07	0,06	0,09	0,11	0,09
MgO	0,92	2,06	3,20	0,10	3,20	2,73	2,15	2,30	2,42
CaO	3,08	2,46	3,40	3,75	4,30	3,47	3,84	3,80	1,18
Na ₂ O	5,35	4,15	4,55	7,95	3,35	3,57	4,03		2,27
K ₂ O	2,20	4,05	3,05	0,90	2,75	2,83	3,07	2,70	7,73
TiO ₂	0,48	0,92	0,90	tr	1,50	0,59	1,27	1,16	0,69
P ₂ O ₅	0,23	0,42	0,65	0,30	0,50		0,35	0,28	
PF	1,29	2,21	0,75	0,50	0,80	0,63	0,36		0,87

Tableau VIII. Différenciations et enclaves du granite porphyroïde de l'Aber-Ildut. 64 à 67: *Formation orbiculaire de Poulsou.* 64 - Granodiorite, faciès clair. 65 - Granodiorite, faciès sombre rubané. 66 - Granodiorite, faciès sombre peu rubané. 67 - Enveloppe plagioclasique d'un orbicule. 68 à 71: *Enclaves basiques sombres* (carrière du Cleguer). 72: *Enclave de cornéenne* (carrière du Cleguer). Éléments en traces de l'échantillon n° 71 (en ppm) - Li : 114 - Be : 4 - B < 10 - V : 101 - Cr : 48 - Co : 15 - Ni : 23 - Cu : 16 - Zn : 93 - As < 20 - Sr : 295 - Y : 21 - Nb : 28 - Sn < 10 - Ba : 282 - La : 76 - Ce : 133 - Pb : 10 - Zr : 257.

	73	74	75	76	77	78	79
SiO ₂	67,90	70,20	67,60	71,70	69,70	74,60	74,50
Al ₂ O ₃	16,00	14,90	16,00	14,40	15,30	13,80	14,10
Fe ₂ O ₃	3,90	1,70	3,10	2,46	2,10	1,43	1,49
MnO	0,08	0,06	0,07	0,08	0,09	0,05	0,06
MgO	1,20	< 1,0	1,10	0,51	< 1,0	0,18	0,19
CaO	2,70	1,80	2,50	1,22	1,30	0,35	0,37
Na ₂ O				3,22		3,38	3,43
K ₂ O	4,1	5,6	4,70	4,58	5,00	4,77	4,86
TiO ₂	0,78	0,39	0,65	0,30	0,21	0,17	0,10
P ₂ O ₅	0,30	0,15	0,26	0,14	0,17	0,14	0,15
PF				0,52		0,84	0,80
Li	162	141	195	209	179		
Be	6	4	5	10	3		
B	86	61	176	98	163	122	204
V	50	22	42	20	14	< 10	< 10
Cr	< 10	< 10	11	21	30	< 10	< 10
Co	6	5	7	< 5	6	< 10	< 10
Ni	35	39	32	22	20	< 10	< 10
Cu	11	7	12	< 5	6	< 10	
Zn	82	48	75	50	48		
As	35	68	38	20	< 20	< 20	< 20
Sr	272	239	268	157	126	43	52
Sn	< 10	< 10	< 10	26	12		
Ba	670	544	675	302	296	157	165
La	66	31	54	20	50		
Ce	168	86	155	82	110		
Pb	20	33	28	23	32		
Zr	374	207	312	309	240		

Tableau IX. Faciès de transition méridionaux du massif granitique de l'Aber-Ildut (voir texte). 73 à 75 - Environs de Kervriou. 76 - Kerlevren. 77 - Sud-Ouest de la presqu'île de Porzpaol. 78 et 79 - Entre Porzpaol et l'île Ségat.

	80	81	82	83	84	85	86
SiO ₂	72,00	71,70	68,20	74,50	74,30	73,80	76,20
Al ₂ O ₃	15,2	15,2	17,85	14,45	14,90	14,75	13,95
Fe ₂ O ₃	< 1,0	< 1,0	1,57	0,77	1,03	1,00	0,71
MnO	0,05	0,05	0,02	0,03	0,06	0,06	0,04
MgO	< 1,0	< 1,0	0,30	0,16	0,03	0,09	0,03
CaO	< 1,0	< 1,0	0,50	0,22	tr	0,04	0,02
Na ₂ O			4,25	3,62	3,96	3,90	3,84
K ₂ O	5,0	5,0	4,90	4,37	4,13	4,04	4,12
TiO ₂	0,07	0,08	0,04	0,06	0,07	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,20	0,18	0,26	0,26	0,25	0,15	0,14
PF				0,90	0,84	0,91	0,63
Li	57	111					
Be	6	18	7				
B	1643	621	1626	961	714	655	892
V	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cr	30	33	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Co	< 5	6	< 10	15	< 10	25	< 10
Ni	22	21	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	6	16	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	27	27	64				
As	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Sr	35	43	29	29	< 10	< 10	< 10
Sn	< 10	< 10	20				
Ba	39	77	29	54	16	< 10	< 10
La	< 20	< 20					
Ce	< 10	< 10					
Pb	21	42					
Zr	70	127	< 125				

Tableau X. Leucogranite à tourmaline de Plouarzel (faciès de bordure méridionale du massif granitique de l'Aber-Ildut). 80 à 83 - Sur la côte, à Porz a Vigné. 84 à 86 - À l'intérieur des terres, à l'Est de Plouarzel. Teneur en Rb (en ppm) - n° 84 : 645; n° 85 : 644. Teneur en F% - n° 84 : 0,21; n° 85 : 0,22.

	87	88	89	90	91	92	93	94
SiO ₂	71,10	70,70	73,20	66,10	74,20	75,30	68,20	56,80
Al ₂ O ₃	14,90	15,45	14,50	17,70	14,80	14,25	16,35	14,85
Fe ₂ O ₃	1,94	0,74	0,13	4,97	0,79	0,78	6,06	6,47
MnO	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,07
MgO	0,49	0,13	0,02	1,14	< 0,20	0,05	1,56	4,26
CaO	1,14	1,26	0,39	0,57	0,13	0,30	0,80	2,07
Na ₂ O	2,64	2,70	3,75	1,90	4,31	3,99	1,24	1,34
K ₂ O	6,24	8,52	5,70	1,32	4,13	4,01	0,29	7,15
TiO ₂	0,32	0,10	0,11	0,24	< 0,05	0,05	0,26	1,56
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,28	0,20	0,14		0,28	1,30
PF	0,71	0,09	0,59	1,15	0,77	1,12	1,29	3,28
Li	61	23	6	42	290	119	56	122
Be	3		< 2	< 2	6		< 2	2
B	108		23	9746	696		> 18000	< 10
V	21		< 10	14	< 10		1846	131
Cr	19		19	29	< 10		< 10	107
Co	< 5		26	8	< 5		10	14
Ni	31		13	28	20		36	59
Cu	< 5		10	8	< 5		7	8
Zn	46			66	42		105	119
As	< 20			< 20	30		< 20	20
Sr	260	416	75	33	24	22	26	1385
Sn	13			< 10	51		< 10	15
Ba	931	1460	187	50	< 10	25	17	5350
La	< 20			< 20	< 20		< 20	110
Ce	61			< 10	< 10		< 10	357
Pb	25		37	19	30		10	25
Zr	165		142	149	24		228	59

Tableau XI. 87: *Granite de Kerallan*. 88-90: *Aplites*. 88 - carrière de Cléguer. 89 - *Aplite sans nodule*, Beg ar Groaz. 90 - *Nodules de tourmaline*, Beg ar Groaz. 91: *Filon de granite fin* à muscovite et tourmaline, recoupant le leucogranite de Plouarzel à Porz a Vigné. 92: *Microgranite à tourmaline de l'île Ségal*. 93: *Tourmalinite filonienne* recoupant le granite porphyroïde rose de l'Aber-Ildut à Beg ar Groaz. 94: *Lamprophyre* de Goateozen, près Melon.

	95	96	97	98	99	100	101
SiO ₂	74,70	74,00	73,50	73,60	74,00	71,20	72,90
Al ₂ O ₃	13,95	14,20	14,60	14,45	14,20	15,60	15,00
Fe ₂ O ₃	1,08	1,27	1,30	1,16	0,67	< 1,0	< 1,0
MnO	0,03	0,03	0,02	< 0,02	< 0,02	0,03	0,02
MgO	< 0,20	< 0,20	0,25	< 0,20	< 0,20	< 1,0	< 1,0
CaO	0,50	0,58	0,60	0,42	0,65	< 1,0	< 1,0
Na ₂ O	3,44	3,35	3,35	3,25	3,44		
K ₂ O	4,45	4,49	4,75	4,55	5,90	4,90	4,0
TiO ₂	0,09	0,13	0,13	0,11	0,09	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,32	0,30	0,31	0,24	0,33	0,20	0,22
PF	0,76	0,77	1,10	1,29	0,75		
Li	205	229	169	14	13	< 10	< 10
Be	< 2	6	8	< 2	2	6	3
B	50	66		51	122	414	539
V	< 10	< 10		< 10	< 10	< 10	< 10
Cr	13	17		11	15	30	32
Co	< 5	< 5		< 5	< 5	6	6
Ni	21	27		21	25	38	19
Cu	< 5	< 5		< 5	7	< 5	< 5
Zn	37	85		28	19	22	16
As	46	51		< 20	23	< 20	< 20
Sr	33	53	44	55	101	59	39
Sn	32	30	8	17	10	13	< 10
Ba	43	104	120	108	138	27	17
La	< 20	< 20		< 20	< 20	< 20	< 20
Ce	< 10	15		10	< 10	< 10	< 10
Pb	24	29		35	29	44	31
Zr	90	219		75	118	226	234

Tableau XII. Leucogranite de Ploudalmézeau et satellites filoniens.
 95 à 97: *Leucogranite de Ploudalmézeau*. 95 - Sud de Kergounezoc.
 96 - Carrière du Moulin-Neuf. 97 - Île Bannec. 98 et 99: *Filons de granite fin*. 98 - Ouest de Brélès. 99 - Gratz (SE Brélès), avec tourmaline.
 100 et 101: *Filons aplitiques à tourmaline*, Nord de Mazou.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
% M.L.	16,1	49,1	14,7	6,8	4,1	4,8	48,8	16,2	58,4	56,6	60,7	58,7	51,8	40,8	65,3
Zircon	—	—	—	1,9	—	—	2,0	1,8	1,1	0,3	0,2	—	1,2	—	—
Tourmaline	55,0	28,9	11,9	34,7	56,6	67,5	8,1	4,9	0,7	2,1	0,2	0,6	0,9	—	3,3
Rutile	—	0,7	—	1,9	—	—	2,0	1,2	—	0,3	0,2	—	—	—	—
Anatase	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Monazite	tr	mtr	0,7	1,3	—	mtr	0,8	0,6	1,2	tr	0,2	0,2	0,4	tr	2,6
Corindon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cassitérite	2,2	0,7	0,6	—	—	—	mtr	—	0,3	mtr	tr	mtr	tr	mtr	mtr
Scheelite	mtr	—	mtr	—	—	—	mtr	mtr	mtr	—	—	mtr	mtr	mtr	mtr
Ilménite	11,6	12,3	69,9	25,7	14,1	7,8	50,1	56,7	84,7	81,7	84,4	90,0	81,6	76,6	65,7
Magnétite	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	0,3	0,3	0,2	0,7	—	—
Staurotide	2,2	4,3	1,5	2,6	4,5	9,4	6,9	4,9	0,5	5,1	1,8	0,6	1,4	—	—
Andalousite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sillimanite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Disthène	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grenat	23,6	44,0	14,9	12,8	13,9	12,5	24,4	20,4	6,2	9,4	5,4	7,1	9,1	11,5	16,4
Épidote	—	0,7	—	—	—	—	0,8	—	—	—	0,2	—	1,2	—	—
Amphibole	—	—	—	1,3	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatite	3,7	7,2	—	5,1	4,7	1,5	2,0	1,2	—	—	0,1	—	0,2	—	—
Sphène	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotite	—	—	—	11,6	—	—	2,0	7,9	2,0	—	2,2	0,8	1,6	—	—

Tableau XIII. Composition minéralogique de sables lourds dans les microplacers littoraux de la feuille Plouarzel (voir suite sur le tabl. XIV). La position des prélèvements est indiquée sur la fig. 16 (1 à 15). Le pourcentage des minéraux lourds (% ML) par rapport au sable brut des couches minéralisées est donné en poids. Le pourcentage des différents M.L. est également donné en poids. Analyses minéralogiques H. Chevance, BRGM, Nantes. — : présent ; tr : traces ; mtr : microtraces.

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
% de M.L.	36,0	61,6	28,5	58,0	61,2	40,6	44,1	31,1	16,6	38,3
Zircon	1,6	0,4	1,1	0,3	0,6	1,6	1,7	1,7	—	—
Tourmaline	1,6	0,8	2,3	0,9	0,6	—	1,6	4,6	—	3,3
Rutile	—	0,4	1,1	0,6	1,3	1,6	1,9	1,7	—	2,0
Anatase	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Monazite	5,0	4,2	5,7	2,2	4,2	10,8	10,0	6,7	mtr	1,0
Corindon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cassitérite	mtr	mtr	mtr	—	—	mtr	—	—	—	—
Scheelite	—	mtr	mtr	—	—	mtr	mtr	—	—	mtr
Ilménite	36,4	37,6	26,4	37,7	30,7	20,1	37,0	29,4	—	10,1
Magnétite	—	0,5	—	0,3	—	1,4	2,5	0,8	—	—
Staurotide	1,2	0,8	2,3	0,9	0,6	—	0,8	1,7	—	3,4
Andalousite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sillimanite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Disthène	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grenat	50,5	54,4	52,9	56,0	59,8	59,8	39,0	37,8	3,7	67,5
Épidote	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Amphibole	—	—	—	—	—	—	—	4,2	76,5	6,7
Apatite	1,5	0,4	1,2	0,6	0,9	2,1	2,1	6,7	8,4	2,0
Sphène	—	—	—	—	0,3	—	1,0	1,7	8,0	3,3
Biotite	—	—	—	—	—	—	0,8	1,6	—	—

Tableau XIV. Composition minéralogique des sables lourds dans les microplacers littoraux de la feuille Plouarzel (suite du tabl. XIII). La position des prélèvements est indiquée sur la fig. 16 (16 à 25). Même légende que pour le tableau XIII.

Secteur	I(6)	II(9)	III(8)	IV(2)
Tourmaline	42,4	2,3	1,5	1,7
Monazite	très < 1	très < 1	6,1	< 1
Ilménite	23,5	74,6	31,9	5,1
Staurotide	4,1	2,3	1	1,7
Grenat	20,3	12,1	51,3	35,6
Amphibole	très < 1	très < 1	< 1	41,6
Apatite	3,7	< 1	1,9	5,2
Sphène	0	très < 1	< 1	5,6

Tableau XV. Teneurs moyennes en minéraux lourds des microplacers littoraux dans les 4 secteurs (I à IV) mis en évidence sur la feuille Plouarzel. () : nombre d'analyses.

Nom de l'occurrence	Substance	Minéraux	Forme	Roche encaissante	Remarques
Kerglonou	Be	Béryl	Veines aplito-pegmatitiques	Granite rose de l'Aber-Ildut	Carrière abandonnée Très sporadique
Cléguer	Cu	Chalcopyrite	Diaclases	Granite rose de l'Aber-Ildut	Carrière abandonnée. Rares disséminations sur les diaclases
Porspoder	Be	Béryl	Pegmatites	Leucogranite de Ploudalmézeau	Affleurement dans la falaise Sporadique
Ruscumunoc	Be	Béryl	Pegmatites	Granite de St-Renan	Affleurement sur l'estran Sporadique
Ruscumunoc	As	Mispickel	Disséminations	Granite de St-Renan	Affleurement dans la falaise Amas décimétriques disséminés
Ruscumunoc	Sn As Zn	Cassitérite Mispickel Blende	Greisen et filonnets quartzeux associés	Granite de St-Renan	Affleurement dans la falaise Sporadique
SW Phare de Trézien	As	Mispickel	Disséminations	Granite de St-Renan	Affleurement dans la falaise
Flat de Plouarzel	Sn As	Cassitérite Mispickel	Greisen	Granite de St-Renan	Décapage lors de l'exploitation du flat Teneur en Sn de l'ordre de 1 kg/tonne
Flat de Plouarzel	Sn	Cassitérite	Filonnet quartzeux	Granite de St-Renan	Décapage - Cassitérite abondante, mais aucun tonnage
Carrière de Trézien	W	Scheelite	Diaclases tourmalinisées	Granite de St-Renan	Carrière abandonnée. Scheelite sporadique, décelée à la Mineralight
Kerargué	Sn W	Cassitérite Scheelite	Filon quartzeux	Granite de St-Renan	En éboulis. Scheelite automorphe, centimétrique
Rubrini	As	Mispickel	Filon quartzeux	Granite de St-Renan	En éboulis. Quartz fétide
Sud de Porz a Vigné	As	Mispickel	Filon quartzeux	Migmatites	Affleurement naturel en bordure de mer

Tableau XVI. Occurrences minéralisées (en roche) : Plouarzel

	Nom de l'occurrence	Substance	Minéraux	Forme	Roche encaissante	Remarques
Alluvions fluviales	Plouarzel	Sn	Cassitérite	Flat (exploité)	Alluvions fluviales sur le granite de St-Renan	Exploitation par dragline Teneur estimée (par Banka) 485 g/m ³ /Sn Tonnage estimé (par Banka) 140 t/Sn
	Kervran	Sn	Cassitérite	Flat (exploité)		Exploitation par dragline Teneur et tonnage imprécisés
	Kermaidic	Sn	Cassitérite	Fond de vallée	Alluvions fluviales sur le granite de l'Aber-Ildut	Tonnage réduit. Inexploité. Teneur de l'ordre de 800 g/m ³ /Sn (par lavage des sables à la batée)
	Saint-Eloi	Sn	Cassitérite	Petit flat	Alluvions fluviales sur le granite de l'Aber-Ildut	Teneur moyenne nettement infra-économique (90 g/m ³ /Sn) Inexploité
Alluvions marines littorales	Ruscumunoc	Sn	Cassitérite	Sables lourds des plages	En bordure du granite de St-Renan	Tonnage très faible Teneur en cassitérite jusqu'à 2 % en poids des minéraux lourds
	Embouchure de l'Aber-Ildut	Ti	Ilménite	Sables lourds des plages	En bordure du granite rose de l'Aber-Ildut	Faible tonnage Teneur très élevée en ilménite (jusqu'à 90 % en poids des minéraux lourds)
	Environs de Beg ar Galet	Th	Monazite	Sables lourds des plages	En bordure du granite migmatitique de Landunvez	Faible tonnage Forte teneur en monazite (de l'ordre de 10 % en poids des minéraux lourds)

Tableau XVII. Occurrences minéralisées (en alluvions) : Plouarzel

Nom de l'indice	Substance	Minéraux	Forme de l'indice	Roche encaissante	Remarques
Feunteun Velen	As Bi Cu	Mispickel Bismuth-natif Covellite	Filons	Tourmalinite Quartz	Affleurements naturels sur l'estran
Stang Korz et Prat Meur	Sn	Cassitérite	Flat	Alluvions récentes	Uniquement en traces
Penn ar Roc'h et Porz an Ejen	C	Graphite	Mouches, lentilles, nodules	Micaschistes recoupés par granite	Ancienne extraction artisanale pour usages locaux
Stiff	Al	Kaolin	Amas	Leucogranite de Lokeltas	Teneur et tonnage réduits Ancienne exploitation artisanale

Tableau XVIII. Résumé des indices minéralisés de l'île d'Ouessant (voir texte)