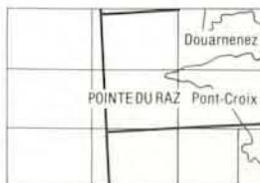




POINTE DU RAZ

La carte géologique à 1/50 000
POINTE DU RAZ est recouverte par la coupure
QUIMPER (N° 72)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

POINTE DU RAZ

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



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
POINTE DU RAZ A 1/50 000

par

M. BARRIÈRE, L. CHAURIS, Y. FOUQUET
A. GUILCHER, J.-P. LEFORT, A. PELHATE

1985

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE EXPLICATIVE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
DESCRIPTION DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES.....	6
<i>ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES</i>	6
Pointe du Van	6
Pointe du Raz	8
Ile de Sein	11
<i>ROCHES SEDIMENTAIRES</i>	14
Paléozoïque de la baie des Trépassés	14
Quaternaire	14
<i>GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL</i>	19
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE.....	24
RESSOURCES DU SOUS-SOL.....	25
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	29
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	29
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	30
<i>TRAVAUX CONSULTÉS</i>	32
<i>CARTES CONSULTÉES</i>	32
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	33
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	38
AUTEURS DE LA NOTICE.....	38

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE EXPLICATIVE

Pour la partie terrestre, les explorations et les tracés géologiques de cette première édition de la feuille Pointe du Raz à l'échelle de 1/50 000 ont été effectués par des géologues de l'université de Bretagne occidentale. La cartographie des formations cristallophylliennes et granitiques de la zone nord du cap Sizun est due à M. Barrière (thèse 3^e cycle, Paris, 1970). Les formations de la zone sud du cap Sizun, Tévennec, l'île de Sein et la chaussée de Sein ont été cartographiées par Y. Fouquet en 1976 et 1977. Les formations stéphanienues ont été étudiées par A. Pelhate, en 1976, et les dépôts quaternaires par A. Guilcher en 1978. La coordination scientifique de la partie terrestre a été assurée par L. Chauris.

Pour la partie marine, la géologie du socle armoricain a été établie par J.-P. Lefort. Les différentes unités sédimentaires superficielles ont été dessinées par F. Hinschberger (feuille Brest à 1/100 000), A. Saint-Requier (feuille Pont-Croix) et revues par P. Martin.

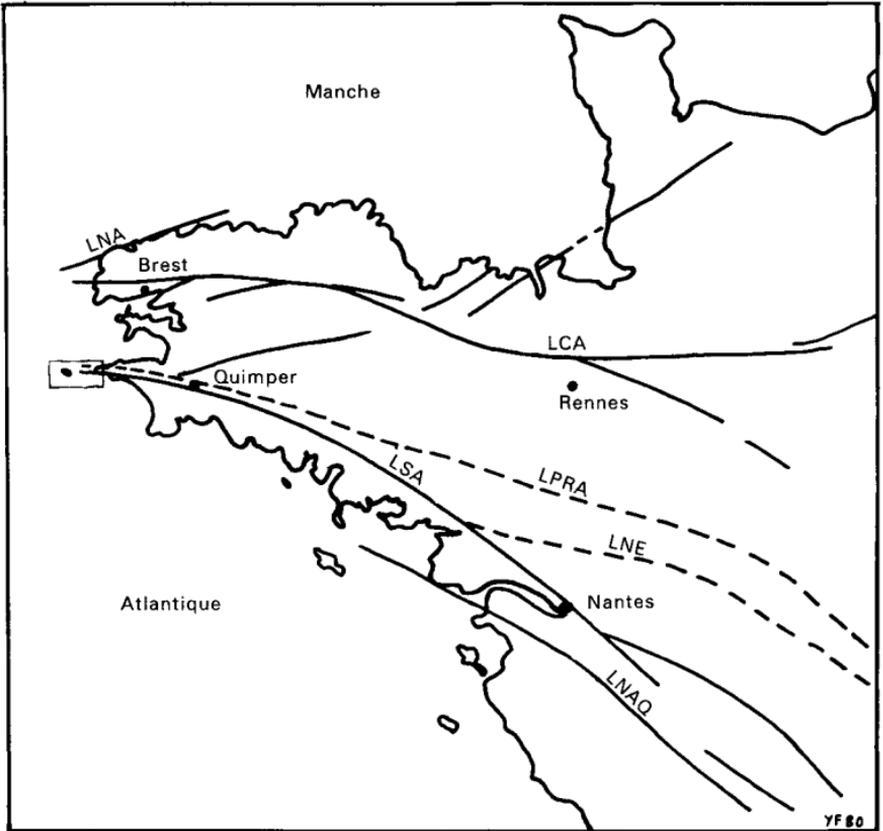
PRÉSENTATION DE LA CARTE

Situé à l'une des extrémités occidentales du Massif armoricain, dans la partie ouest du cap Sizun, le territoire de la feuille Pointe-du-Raz comprend des terrains d'âge et de nature variés. Ces formations, orientées est-ouest, se poursuivent en mer sur plus de 20 km.

La dépression de la baie des Trépassés sépare deux linéaments majeurs du Massif armoricain, au Nord le linéament pointe du Van—Quimper—Angers, au Sud le linéament pointe du Raz—Quimper—Nantes—Parthenay (fig. 1). Du fait de la complexité de l'histoire de ces accidents (chevauchement et cisaillement dextre d'ampleur inconnue), on ne peut comparer directement les terrains situés au Nord et au Sud. Sur la feuille Pointe-du-Raz, on distingue cinq ensembles géologiques :

- l'ensemble du cap Sizun septentrional (micaschistes et trondhjémite),
- l'ensemble du cap Sizun méridional (migmatites et leucogranites),
- le complexe granitique de l'île de Sein,
- les formations sédimentaires du Stéphanien de la baie des Trépassés,
- les formations quaternaires largement exprimées sur l'île de Sein.

Malgré sa faible surface la feuille Pointe-du-Raz peut être regardée comme un résumé de la géologie du Massif armoricain. Les axes de structuration cadomienne (N 70 °E) sont bien conservés dans les micaschistes de la pointe du Van. La trondhjémite (Ordovicien inférieur) s'est mise en place puis orthogneissifiée selon ces directions. Les axes de structuration hercynienne (N 110 °E) s'expriment par les deux grands accidents linéamentaires et l'orientation plus ou moins mylonitique du leucogranite de la pointe du Raz.



LNA : linéament nord-armoricain — LCA : linéament centro-armoricain — LSA : linéament sud-armoricain — LPRA : linéament Pointe du Raz-Angers — LNE : linéament de Nort-sur-Erdre — LNAQ : linéament nord-aquitain — (---) : accident anté-hercynien réactivé lors de l'orogénèse hercynienne — (—) : accident à mouvements majeurs hercyniens.

Fig. 1 - Situation de la feuille Pointe du Raz par rapport aux grands accidents tectoniques armoricains

DESCRIPTION DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES

Pointe du Van

Formations cristallophylliennes

ξ_1^{1-2} . **Micaschiste à deux micas et quartzites micacés.** La bande de schistes cristallins de la feuille Douarnenez se prolonge, à l'Ouest, vers la pointe du Van où elle forme plusieurs panneaux. Les faciès sont essentiellement constitués par des micaschistes à biotite et muscovite avec localement staurotide, andalousite, sillimanite, ou par des quartzites micacés. La schistosité bien exprimée plonge vers le Nord et s'oriente autour d'une direction N 70 °E. Parfois une deuxième schistosité, d'orientation légèrement différente de la première, est visible dans les quartzites micacés. L'analyse structurale des plis témoigne

d'une histoire structurale complexe. Trois phases de plissement ont été mises en évidence par M. Barrière (1970). Une phase 1 semble avoir déterminé des plis couchés à axes situés dans un secteur N.NW—S.SE. Une phase 2, isoclinale et synmétamorphe, a donné naissance à des plis redressés à axe ayant souvent une direction N 70 °E. Une phase 3, légèrement hétéroaxe de la phase 2, forme des replis serrés et redressés. Le métamorphisme accompagnant les différentes phases de plissement est imparfaitement connu, d'autant plus que l'intrusion de plusieurs granites, *sensu lato*, surimpose autant de métamorphismes de contact aux phénomènes déjà compliqués du métamorphisme régional : ainsi, au contact de la trondhjémite de Douarnenez, des cornéennes à andalousite, sillimanite et corindon, présent ou non, se développent aux dépens des micaschistes. Selon M. Barrière (1970), l'intrusion trondhjémitique s'est produite alors que les micaschistes étaient encore sous le faciès amphibolite. Cette série est logiquement rapportée au Briovérien (M. Barrière, 1970 ; S.K. Hanmer, 1977) car elle prolonge vers l'Ouest la série protérozoïque épimétamorphique que J.-R. Darboux (1973) situe dans le Briovérien supérieur.

d. Amphibolites. Elles forment plusieurs bandes plus ou moins boudinées dans les micaschistes aux environs des pointes du Van et de Castelmeur. Le grain est généralement fin et la teinte très sombre. La paragenèse moyenne appartient au faciès schiste vert ; elle est représentée par une association de hornblende vert pâle cataclasée, de plagioclase (An 58), d'ilménite à bordure de leucoxène, de sphène, de magnétite.

L'analyse chimique et les calculs pétrochimiques de M. Barrière (1970) indiquent que ces amphibolites proviennent d'un magma basique intercalé dans la série rythmique briovérienne. L'association hornblende-labrador-ilménite-sphène dénote une forte concentration en Ca, Fe, Mg et Ti qui caractérise les roches gabbroïques et basaltiques.

Formations granitiques. Complexe trondhjémitique du cap Sizun

Une suite de roches intrusives, allant des tonalites à des leucogranites, s'est mise en place dans les schistes du cap Sizun sous forme d'un long feuillet allongé parallèlement à la côte sud de la baie de Douarnenez ; ces diverses venues sont postérieures à la phase 2 et antérieures à la phase 3. Elles sont écrasées par cette dernière à des degrés divers et ainsi plus ou moins transformées en orthogneiss ; ces roches sont souvent foliées, à cassure irrégulière et esquilleuse ; elles subissent par endroit une très légère rétomorphose à chlorite-épidote. Des déformations tardives, sans doute en rapport avec le coulisage du linéament sud-armoricain, se manifestent par des torsions de la foliation des orthogneiss et des décrochements transverses, parallèles à la faille Kerforne (N 60° E).

L'âge absolu de ce complexe intrusif (calculé par isochrone sur les données isotopiques Rb/Sr) est ordovicien moyen : 472 ± 23 (*) millions d'années (P. Vidal).

$\xi\eta^1$. Trondhjémite orthogneissique et tonalites subordonnées. La trondhjémite claire à allure de granite orienté, mais presque totalement dépourvue de feldspath potassique, affleure largement, en plusieurs bandes N 70 °E. Entre la baie des Trépassés et la pointe du Van, la trondhjémite forme toutes les pointes. Cette roche offre un grain moyen et se trouve constituée principalement de

(*) Age recalculé avec $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

quartz, d'oligoclase calcique et de biotite ; elle contient, en outre, un peu d'orthose et des minéraux accessoires : zircon, sphène, apatite. La texture de la roche et l'habitus des minéraux (macles, synneusis, zonage des plagioclases, longueur des apatites et des zircons) sont typiquement magmatiques. Les analyses chimiques (tableau 4,1) font apparaître une teneur élevée en silice (plus de 71 % de SiO_2) et une teneur vraiment basse en potasse (de 1 à 1,5 % de K_2O) eu égard aux teneurs en soude (4,1 % de Na_2O) et en chaux (2,75 % de CaO). Localement cette roche présente, sur plusieurs dizaines de mètres, des traînées rubanées dessinant des plis amples à axes verticaux et de petits plis pincés contemporains de la phase 3. La trondhjémite contient des enclaves d'assez nombreux panneaux de schistes cristallins, bien mis en évidence par l'érosion le long de la côte. Les amas de tonalites et les granodiorites observées plus à l'Est (feuille Douarnenez) ne sont pas exprimées sur la feuille Pointe-du-Raz. Les tonalites constituent un faciès contemporain de la trondhjémite tandis que la granodiorite constitue un faciès tardif. Le magma trondhjémitique était relativement sec si l'on en juge par la rareté des pegmatites et l'absence de transformations orthose \rightarrow microcline. Cette caractéristique ajoutée au chimisme de la roche totale (tableau 4), éloigné de la composition des minimums ternaires déterminés par anatexie expérimentale en présence d'eau, invite à situer le niveau de formation du magma trondhjémitique à une assez grande profondeur.

Les études de répartition des terres rares effectuées par A. Cocherie et M. Carpentier (1979) permettent de proposer un processus pétrogénétique à deux stades : *fusion partielle* d'un matériel basique profond (croûte océanique amphibolitisée ou basalte de type ride océanique) donnant un liquide tonalitique qui s'est différencié par *cristallisation fractionnée d'amphibole, de plagioclase et de biotite* pour conduire aux liquides résiduels successifs (trondhjémitique, granodioritique, leucogranitique). L'origine commune des différents faciès se trouve ainsi confirmée.

$\xi\gamma^2$. Leucogranite à deux micas, associé à la trondhjémite. Aux alentours de Trouguer apparaît un pointement de leucogranite dont la texture et le grain sont semblables à ceux de la trondhjémite. Ce faciès fait partie des granites à contacts transitifs associés à la trondhjémite (M. Barrière, 1970). Ces roches sont constituées de quartz, de microcline et d'albite en quantité équivalente (composition modale de granite monzonitique), de biotite et de muscovite. La proportion de ces divers minéraux varie dans le contact progressif, microcline et muscovite diminuant, biotite et plagioclase augmentant et, de plus, ce dernier devenant plus calcique. Ces roches ont à peu près la même teneur en soude que la trondhjémite (tableau 4,2), mais les teneurs en potasse sont deux à trois fois plus élevées (3,5 à 4 % de K_2O). Par la zonation des plagioclases et le grain de la roche, ces leucogranites et la trondhjémite présentent une similitude de cristallisation. C'est pourquoi M. Barrière pense que ces leucogranites transitifs se sont individualisés dans la trondhjémite avant la cristallisation par des phénomènes de différenciation magmatique. Le leucogranite de l'îlot Tévenec (tableau 1), situé au Nord du passage des linéaments, est à rattacher à ce faciès granitique.

Pointe du Raz

ξ^1 . Chloritoschistes à sillimanite et nodules d'andalousite. Au Sud de la baie des Trépassés, en bordure immédiate des ultramylonites, apparaissent des micaschistes à chlorite. Ils sont tectonisés et découpés en nombreux panneaux par des failles de compression orientées N 100 °E ; le pendage nord ou sud est

très fort. La foliation N 85 °E près des mylonites passe à N 115 °E plus au Sud ; le pendage se fait vers le Nord. Les exsudations quartzeuses contenant du feldspath potassique, représentent les premières manifestations de l'anatexie. Au centre de cette zone affleure un niveau de migmatite injecté de leucogranite ; il s'agit sans doute d'un panneau coincé entre failles. La trame mica-cée du chloritoschiste est constituée de grandes lames de muscovite et de chlorite de taille plus petite. La chlorite correspond à une rétomorphose de biotite ; elle s'associe à des hydroxydes de fer et à du rutile. Le quartz recristallisé forme de fines alternances avec les phyllites microplissées.

À la bordure sud des chloritoschistes, apparaissent des nodules décimétriques constitués d'andalousite rose en voie de transformation en sillimanite. Cette association peut aussi constituer une écorce autour des quartz d'exsudation. Le chloritoschiste situé en bordure est enrichi en sillimanite et pauvre en quartz.

ξ-ξ^M. Micaschistes et gneiss albitiques à muscovite, (biotite), sillimanite, localement métatectiques à diatectiques et injectés de venues leucogranitiques. Ce complexe migmatitique borde, au Sud, les chloritoschistes de la baie des Trépassés. Le contact méridional avec le granite est net ; à ce niveau les biotites du granite sont chloritisées. Ce phénomène s'observe aussi dans les migmatites et s'intensifie vers le Nord à l'approche des ultramylonites. La géologie de détail de cet ensemble est rendue complexe pour plusieurs faits :

- le caractère migmatitique de la série ;
- la proximité de l'accident linéaire fait apparaître de nombreuses failles N 110 °E qui mettent en contact des compartiments mylonitisés d'intensité métamorphique différente (métatexites, diatexites) ;
- le voisinage du leucogranite qui émet de nombreux filons parallèles ou sécants dans la série. En fait le rattachement de ces filons, toujours plus ou moins boudinés, à la migmatisation ou à la granitisation est délicat.

L'anatexie est maximale au Sud, où des granites leucocrates se mêlent à des granites à biotite à la manière de migmatites. Vers le Nord, on passe à des métatexites où, dans une trame de ferromagnésiens, apparaît un leucosome aplito-pegmatitique.

M¹⁻². Métatexites, diatexites et granite d'anatexie. À Bestrée, un septum du socle migmatitique, antéleucogranite, affleure largement. On peut y distinguer des métatexites, des gneiss granitiques rubanés, des gneiss granitiques porphyroïdes plus homogènes (diatexite). Cette séquence représente l'homogénéisation plus ou moins poussée d'une métatexite initiale hétérogène. Le développement d'un leucosome granitique indique que la métatexie résulte au moins en partie d'une fusion anatectique. Le rubanement est produit par l'alternance de niveaux à biotite et de niveaux quartzofeldspathiques. On passe progressivement à des gneiss non rubanés riches en biotite, avec porphyroblastes centimétriques de feldspath potassique. Ce faciès domine ; sa composition modale et la nature de son plagioclase (An 18) le rapprochent des granites calco-alcalins de l'île de Sein. Au Sud de Lescoff, ce faciès est particulièrement homogène et contient des enclaves de métatexite indiquant une réinjection des faciès les plus élaborés dans les métatexites dont ils dérivent.

La texture du gneiss granitique est granoblastique cataclastique. Le quartz moule les cristaux isolés de feldspath potassique sub-automorphe souligné par une bordure de biotite. Les inclusions de quartz ocellaire et de plagioclase automorphe y sont fréquentes. Le plagioclase est parfois zoné (An 23 - An 18) ; son contact avec le feldspath potassique est marqué par des bourgeonnements

myrmékites. La biotite, abondante, est régulièrement répartie ; la muscovite est rare.

A l'Est du port de Bestrée, apparaît une enclave décagrammétrique d'une roche arénisée de composition granodioritique : plagioclase, biotite, quartz peu abondant. Ce faciès est à rapprocher de la granodiorite à biotite observée localement à l'île de Sein. Cette granodiorite est injectée de filonnets de pegmatite.

$\rho\zeta\gamma^{1K}$. **Leucogranite alcalin porphyroïde orthogneissifié.** Au Nord-Ouest de Lescoff et à Feunteun-Aod affleurent deux bandes d'orthogneiss porphyroïde leucocrate. La biotite et les porphyroblastes de feldspath potassique centimétriques sont étirés selon une direction N 110 °E. Ce caractère se retrouve en lame mince ; le quartz recristallise ; les feldspaths s'étirent en amandes et s'entourent d'une couronne d'écrasement. Les composants minéralogiques sont : quartz, porphyroblastes de feldspath potassique, albite, muscovite, biotite. On note localement des enclaves anguleuses, métriques, des métatexites (M^{1-2}) bien exprimées à Bestrée (2 km à l'Ouest). Ce faciès postérieur aux métatexites et antérieur au leucogranite est à rapprocher du granite porphyroïde largement exprimé sur l'île de Sein. Les mesures radiométriques effectuées par J.-J. Peucat et S.K. Hanmer (notice Pont-Croix, 1/50 000) indiquent un âge de 329 ± 21 M.A. pour cet orthogneiss à grain grossier.

γ^{1-2} . **Leucogranite à biotite et muscovite, à grain fin (Granite de la Pointe du Raz).** Il constitue l'essentiel des roches de la pointe du Raz à l'extrémité occidentale de l'alignement leucogranitique lié au linéament sud-armoricain. La teinte est claire et le grain millimétrique. La texture grenue devient fréquemment mylonitique planaire. Les grains de quartz forment des structures en mortier autour des autres minéraux. Le microcline est dominant, son maillage fin est souvent estompé par la tectonique. Le plagioclase (oligoclase) est automorphe. Les muscovites losangiques sont nettement plus abondantes que les biotites plus petites et plus nettement orientées, ce qui indiquerait une muscovitisation tardive. Sphène et apatite sont les minéraux accessoires. La muscovitisation affecte généralement le granite dans sa masse. Localement (Feunteun-Aod), elle est moins diffuse ; la muscovite forme de grands cristaux (1 cm) poëcilitiques, associés à du quartz, ou des pseudofilonnets centimétriques constitués de quartz et de muscovite (greisenisation). Le granite environnant, à biotite dominante, est décoloré sur 0,5 cm de part et d'autre de ces filonnets. Les analyses chimiques (tableau 1) caractérisent un granite siliceux (73 % de SiO_2), peu calcique, riche en Na_2O et K_2O . Les faibles teneurs en fer total soulignent le caractère leucocrate de la roche. Ce granite enclave et émet des filons dans les ensembles cristallophylliens. Les seules données radiométriques actuellement disponibles sur ce massif sont celles de J.-J. Peucat (1973) : l'âge proposé est 290 M.A.

v. **Sizunite.** Dans les falaises de Feunteun-Aod en Plogoff, affleure un filon NW—SE de lamprophyre tout à fait original. Cette roche a été, pour la première fois, décrite par J. Cogné et P.-R. Giot en 1961 ; elle est particulièrement riche en enclaves granitiques et gneissiques dont l'origine est à rechercher dans les gneiss et les migmatiques affleurant dans les environs. La composition minéralogique est assez constante : biotite, microcline et apatite en longues baguettes ; le grain est fin (0,2 mm). Les analyses chimiques confirment le caractère particulier du lamprophyre qui se singularise par une richesse exceptionnelle en potassium (tableau 3) : 10 % de K_2O , et une pauvreté remarquable en sodium : 0,5 % de Na_2O . Dans les lamprophyres classiques, le K_2O n'excède jamais 4 %. L'essentiel de CaO s'associe au P_2O_5 pour former de l'apatite. Ce type particulier de lamprophyre micacé à microcline et apatite, hautement potassique

et richement phosphoré, a été appelé *sizunite* (cap Sizun) par J. Cogné. Pour cet auteur, l'abondance des enclaves granitiques et l'assimilation sélective de certains de leurs constituants permettent d'envisager la genèse des lamprophyres par pollution d'un magma basique au contact des séries qu'il traverse. Le dosage des éléments en traces confirme le caractère original de cette roche (tableau 3).

Ile de Sein

Socle cristallophyllien *sensu stricto*

Très peu représenté sur l'île, il apparaît en enclaves dans les granites et constitue sans doute l'équivalent des migmatites formant des septa dans le granite de la pointe du Raz.

δ. **Amphibolites à grenat.** Ce faciès forme des enclaves métriques dans la granodiorite à biotite sur l'îlot Nerroth. C'est une roche sombre, verdâtre, à grain très fin et riche en petits grenats millimétriques. Le plagioclase est minoritaire entre les amphiboles (hornblende verte) ; le quartz est rare. Ce type de roche ne se retrouve nulle part ailleurs sur l'île.

M. **Métatexites.** Très peu représentées, elles constituent les derniers lambeaux du socle antégranitique ayant résisté à la fusion anatectique. A l'extrême pointe de Beg ar Land, ces faciès affleurent sur quelques dizaines de mètres. A Kelaourou, les métatexites forment des enclaves orientées N 70 °E à N 100 °E ; leur contact avec le leucogranite porphyroïde ($\rho\gamma^{1K}$) est diffus. Dans une trame de biotite s'individualise un granite grossier à deux micas (leucosome) proche du leucogranite porphyroïde ($\rho\gamma^{1K}$), le mélanosome peut s'enrichir en porphyroblastes feldspathiques. Leucosome et mélanosome sont intimement mêlés et la foliation est souvent floue. A Beg ar Land, les migmatites renferment des enclaves décimétriques de granite calco-alcalin à biotite (γ^{3M}).

Granitoïdes anté-leucogranites

η. **Granodiorite à biotite.** Ce faciès particulier se délimite très bien sur le terrain. Le principal affleurement forme une étroite bande au Nord du phare. Les autres affleurements sont plus ponctuels : îlot Nerroth. A Plas ar Skoul, cette roche forme une enclave anguleuse dans le granite à deux micas (γ^2). La teinte varie du sombre au clair selon la teneur en biotite inégalement répartie dans la roche. Sa texture est granoblastique et la minéralogie se caractérise par la pauvreté en quartz, l'absence de feldspath potassique, et la richesse en plagioclase automorphe (An 26) et en biotite irrégulièrement répartie. L'apatite en gros cristaux trapus et limpides est très fréquente dans la biotite. La muscovite est rare.

γ^{3M} . **Granite calco-alcalin monzonitique à biotite et à grain fin.** Il constitue le terme le plus « basique » de la lignée des granites anciens de l'île de Sein. Les principaux affleurements se situent sur l'estran, au centre de l'île ; ailleurs, il forme de nombreuses enclaves souvent allongées N 110 °E. Gris bleuté devenant jaunâtre par altération, le grain est fin et la teinte sombre. Quelques feldspaths automorphes atteignent 2 à 3 mm. Les biotites dominent et la muscovite est parfois abondante en paillettes extrêmement fines traduisant une

muscovitisation tardive. Il peut exister un litage flou marqué par la plus ou moins grande richesse en biotite. La texture est granoblastique mylonitique. Dans un fond de quartz morcelé et écrasé, les orthoses, de taille sensiblement supérieure à celle des autres minéraux, se transforment en microcline. Une deuxième génération de microcline est interstitielle entre les grains de quartz et peut traduire une métasomatose potassique.

Les cristaux automorphes de plagioclase (An 22) montrent des bourgeonnements myrmékittiques au contact des feldspaths potassiques. Les biotites très abondantes sont réparties régulièrement ; la muscovite plus rare leur est associée.

Un sous-faciès de ce granite est représenté par un granite calco-alcalin à tendance granodioritique. Le grain est très fin et la teinte sombre souligne l'abondance des biotites. Le feldspath potassique est nettement minoritaire par rapport au plagioclase (An 25). Le quartz est riche en inclusions de fines aiguilles d'apatite ; il corrode les plagioclases. Les enclaves métriques de ce faciès sont très fréquentes dans les autres ensembles ; elles peuvent être anguleuses ou fusiformes.

γ^2 . Granite calco-alcalin à deux micas et grain moyen. Ce granite très hétérogène présente un passage progressif avec le faciès précédent (γ^{3M}). Les meilleurs affleurements se situent au centre et à l'Ouest de l'île ; à l'Est, il forme des enclaves décamétriques dans le granite porphyroïde. Deux sous-faciès peuvent être distingués : le premier domine largement, les deux autres sont beaucoup plus localisés.

- **Granite homogène à grain moyen (5 mm).** Il se différencie du granite à biotite (γ^{3M}) par un grain plus grossier et une teinte plus claire. Localement se développent des porphyroblastes feldspathiques (5 mm). Le microcline constitue les porphyroblastes, mais peut aussi apparaître interstitiel entre les grains de quartz. Le plagioclase est automorphe, parfois inclus dans le microcline. Le contact entre les deux feldspaths est marqué par des bourgeonnements myrmékittiques. La texture est fortement cataclastique : le quartz est broyé, la muscovite et la biotite sont effilochées. L'apatite est accessoire mais fréquente.

- **Diatexite.** Elle apparaît au Guéveur ; elle est identique minéralogiquement au faciès principal dont elle se distingue par un litage contourné et des plis ptygmatisés soulignés par les porphyroblastes de feldspath potassique. A ce faciès est à rattacher le granite rubané de l'îlot Nerroth. Les porphyroblastes sont peu développés et le litage plus régulier correspond à une plus ou moins grande abondance de biotite.

Ces deux faciès présentent les mêmes relations avec les autres ensembles : ils forment des enclaves, à contacts nets, dans le granite porphyroïde (${}_p\gamma^{1K}$) et présentent des enclaves du granite à biotite (γ^{3M}) et de diorite (η). Certains passages progressifs au granite porphyroïde peuvent s'interpréter comme des assimilations anatectiques.

Leucogranites

${}_p\gamma^{1K}$. Leucogranite alcalin potassique porphyroïde. Ce granite très résistant forme les points « hauts » de l'île (rochers du Gador) et la majeure partie des récifs de la chaussée. On peut distinguer trois bandes parallèles orientées E-W :

— au Nord, la bande des Millinou,

- au centre, la bande de Men-Nei,
- au Sud, la bande de Beg ar Galez.

Le faciès type se reconnaît facilement par ses mégacristaux centimétriques (2 cm) de feldspath potassique dont la couleur varie du blanc au rose pâle. Ce granite est fréquemment orthogneissifié ; les mégacristaux initialement automorphes sont étirés en amandes selon une direction N 110 °E. La cataclase augmente du Sud vers le Nord et à l'Erudi, dernier récif à la bordure nord de la chaussée, le granite porphyroïde est intensément mylonitisé. Ce phénomène témoigne du passage du linéament sud-armoricain à la bordure septentrionale de la chaussée. Les porphyroblastes de microline perthitique sont plus ou moins étirés dans une trame quartzofeldspathique. Les cristaux automorphes de plagioclase présentent des bourgeonnements myrmékistiques au contact du feldspath potassique. Le quartz forme des couronnes d'écrasement autour des autres minéraux. Les micas, biotite et muscovite, soulignent la foliation. La biotite est parfois chloritisée.

La localisation exclusive des enclaves de migmatites à contacts diffus dans le granite porphyroïde indique une origine directe, de ce dernier, par anatexie des séries cristallophylliennes. L'hétérogénéité des faciès, la présence de *schlierens*, la linéation contournée marquée par les porphyroblastes confirment cette hypothèse. Les autres granites (γ^3M et γ^2) seraient déjà présents dans la série cristallophyllienne lors de l'anatexie. Leur fusion et leur assimilation expliquent certains contacts progressifs avec le granite porphyroïde qui les enclave et y émet des filons.

γ^{1K} . **Leucogranite alcalin potassique, à grain moyen à fin.** Ce faciès apparenté au leucogranite de la pointe du Raz forme deux pointements à l'Ouest et à l'Est de l'île. Entre ces deux affleurements, les autres faciès granitiques sont recoupés par de nombreux filons aplito-pegmatitiques sans doute issus de ce leucogranite. Le faciès-type est isogranulaire (2 à 3 mm), leucocrate et caractérisé par sa grande richesse en muscovite losangique ; les biotites sont orientées et peu abondantes. La texture est granoblastique ; le plagioclase automorphe est très souvent corrodé par le quartz et le feldspath potassique (microline) ou il subsiste à l'état de lambeaux. Les muscovites sont régulièrement réparties : elles présentent parfois un développement poecilitique, associées au quartz. Ce phénomène rappelle la muscovitisation et la greisenisation observées à la pointe du Raz. L'apatite en grands cristaux s'associe aux biotites. L'ensemble de la roche présente une structure typiquement cataclastique (structure en mortier).

$a\gamma^1$. **Filons de pegmatite-aplite.** Deux types de pegmatites apparaissent sur l'île :

- des bouffées pegmatitiques,
- des filons de pegmatite-aplite.

• **Les bouffées pegmatitiques** se rencontrent dans (ou à la bordure de) la bande sud du granite porphyroïde ($\rho\gamma^{1K}$) hétérogène. Elles passent en continuité au granite et contiennent : grenat, apatite, béryl, tourmaline, millimétriques à centimétriques. Elles tendent à former des filonnets discontinus et peu étendus.

• **Les filons** de pegmatite-aplite affleurent au Sud de l'île entre les deux pointements principaux de leucogranite (γ^{1K}) qui les a sans doute émis. Leur orientation moyenne est N 70 °E ; la puissance est au maximum de 2 m ; les épontes subverticales sont nettes et l'extension peut être de plusieurs dizaines de mètres. Mis à part quelques grenats millimétriques, ils ne contiennent pas de

minéraux particuliers. On peut distinguer des filons de leucogranite (Carvoc), de pegmatite (Guéveur) et d'aplite à grenat (Beg ar Galez) à pendage sud de 45°.

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Paléozoïque de la baie des Trépassés

hs. Stéphanien. Poudingues, arkoses, schistes noirs. La dépression morphologique de la baie des Trépassés, outre les rejeux tardifs le long de failles anciennes, résulte pour l'essentiel de l'érosion différentielle du fossé stéphanien par rapport aux deux môles cristallins qui le bordent au Nord et au Sud.

Le Stéphanien a fait l'objet de recherches charbonnières aux XVIII^e et XIX^e siècles, avec forage de puits de mine, à l'intérieur du cap Sizun notamment, à Lanboban en Cléden—cap Sizun (feuille Pont-Croix), (B. Mulot, 1975). Les stériles ont livré des empreintes végétales étudiées par A. Piquenard : *Calamites suckowi*, *Neuropteris cordata*, *Dicranophyllum gallicum*, *Poacordaites microstachys*. Cette flore date ces sédiments de la partie supérieure du Stéphanien B. Actuellement, les meilleurs affleurements sont situés dans la baie des Trépassés. Sur le côté sud de la baie, les schistes noirs stéphanien viennent buter contre un miroir de faille de roches mylonitisées vertes, métamorphiques. En parcourant l'estran en direction du Nord, on observe, selon l'importance de l'ensablement, à proximité du contact faillé, des blocs de poudingues, d'arkoses grossières et de schistes noirs éboulés de la falaise. Au centre de la plage, se dresse un rocher constitué de conglomérat à gros éléments de quartz et de mylonite. Au Nord de la baie, le Stéphanien est de nouveau en contact avec les roches mylonitisées gris-vert ou noirâtres. L'ensemble stéphanien est très nettement redressé.

La structuration planaire verticale en direction N100 °E s'accroît vers le Nord. A l'intérieur des formations stéphanien, se situe une «écaille tectonique » de gneiss albitique (à quartz, albite poeciloblastique, muscovite, biotite chloritisée) dont la largeur n'excède pas quelques mètres. On passe ensuite brutalement à des roches claires où la fluidalité mylonitique est actuellement plus ou moins masquée par des phénomènes secondaires de bréchification et de silicification.

Quaternaire

Principaux traits géomorphologiques anté-quaternaires

La portion de continent qui est représentée sur la feuille forme l'extrémité de la presqu'île du cap Sizun, dans laquelle apparaissent trois unités géomorphologiques : deux plateaux parallèles, orientés presque est-ouest, aboutissant aux pointes du Van et du Raz, et qui, à l'altitude de 70 à 80 m, conservent, à la faveur des roches cristallines qui les supportent, deux éléments d'une surface d'érosion que l'on a rapportée au Tertiaire ancien et dont l'extension en Bretagne est très vaste ; et, entre ces plateaux, une dépression axiale aboutissant à la baie des Trépassés, qui a été évidée après l'élaboration des plateaux dans les formations schisto-gréseuses et conglomératiques du fossé stéphanien. On a donc là les éléments d'un relief appalachien.

A l'Ouest de la pointe du Raz, le passage du Raz de Sein correspond à un ensellement descendant à 25 m et plus sous le zéro des cartes marines, qui est

orienté NW — SE entre, d'une part, la haute roche de Tévenec et les roches de la pointe du Raz, d'autre part, l'extrémité orientale de la Chaussée de Sein.

Cette Chaussée, très faiblement immergée mais au relief de détail irrégulier, porte, à l'Est, l'île de Sein (sur cette île, voir plus loin), et autour de l'île et plus à l'Ouest, des roches extrêmement nombreuses jusqu'au-delà du phare d'Ar Men. La Chaussée de Sein se termine au Nord par un abrupt très rectiligne qui, avec une dénivelée de 50 m, domine les fonds de l'Iroise, petite mer bordière de l'Ouest de la Bretagne entre la Chaussée de Sein au Sud et le plateau des Pierres Noires et de Molène au Nord. Au Sud, la Chaussée passe aux fonds de la baie d'Audierne par un autre talus moins raide.

Ce dispositif du relief peut s'expliquer de la façon suivante. La surface d'érosion, conservée dans les deux plateaux nord et sud du cap Sizun, a été fragmentée par des dislocations tertiaires. Au Nord, l'Iroise en est un élément effondré, le bord nord du plateau nord du cap Sizun et le bord nord de la Chaussée de Sein étant des escarpements de faille plus ou moins évolués. La Chaussée elle-même est un fragment de la surface générale, affaissé d'environ 80 m par rapport au cap Sizun, et séparé de lui par un accident Nord-Ouest — Sud-Est se retrouve en bien d'autres endroits de l'Ouest et du Sud-Ouest de la Bretagne. Enfin, le bord sud de la Chaussée de Sein peut être un élément flexuré qui s'est adapté à un contact entre roches granitiques et schisteuses (ces dernières continuant celles affleurant sur le continent en baie d'Audierne) sous la forme d'un relief d'érosion différentielle.

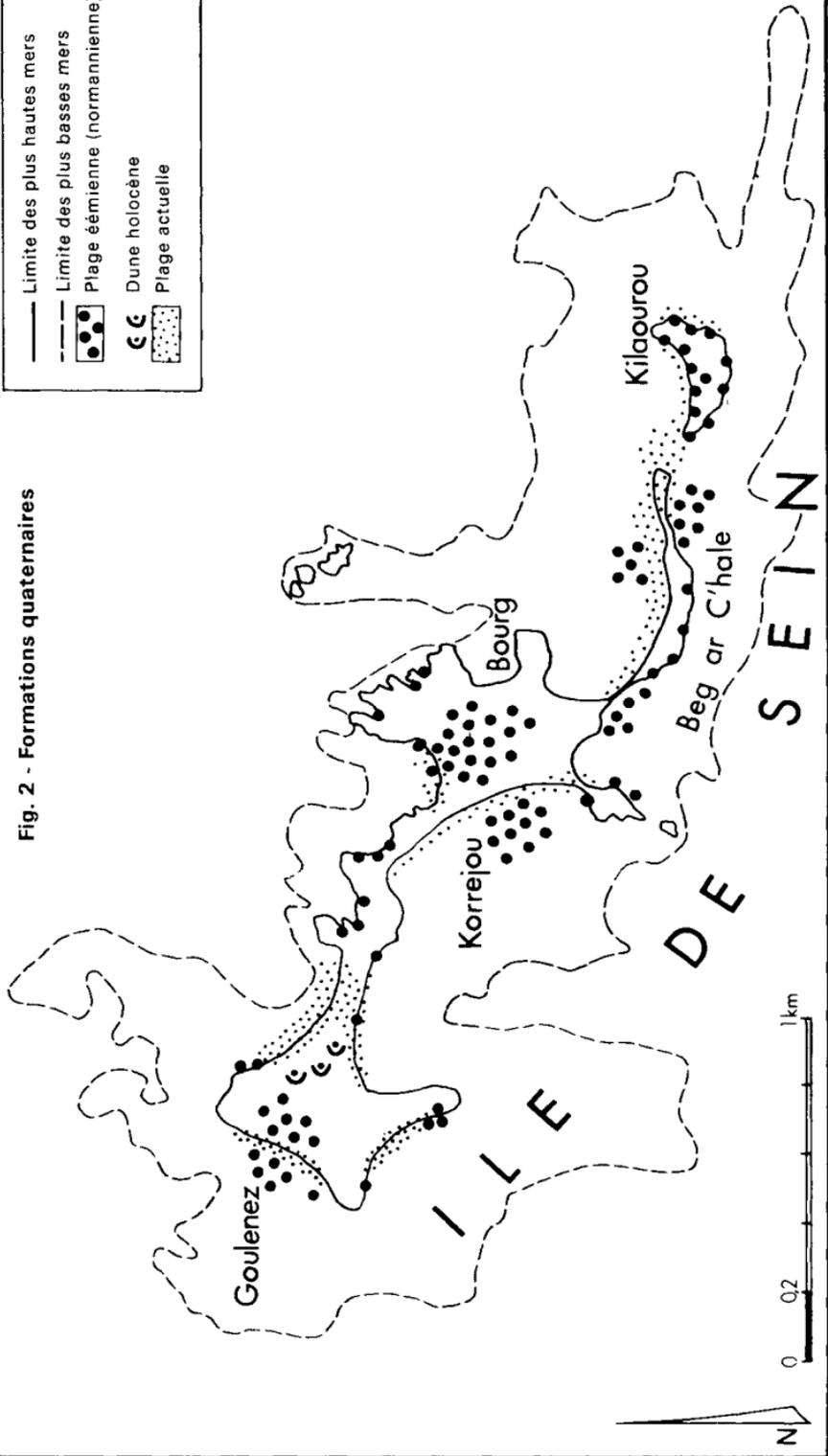
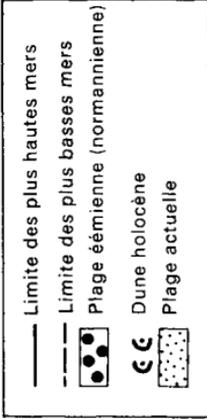
Formes et dépôts quaternaires

Pléistocène

My. Plages éémienne. Les sédiments quaternaires sont représentés ici par des dépôts marins et continentaux qui paraissent tous relever du Quaternaire récent, ceux qui ont pu exister au Quaternaire ancien ayant sans doute été remaniés ou érodés.

Les plus anciens d'entre eux sont des formations marines qui, dans l'état actuel des connaissances, sont à rapporter sur cette feuille au dernier grand interglaciaire, l'Éémien, dont le nom, dans la péninsule armoricaine, est Normannien. Ces formations consistent en anciennes levées de galets et de sable. Très abondantes sur la côte de la baie d'Audierne, les plages anciennes pléistocènes se raréfient sur le continent dans le cap Sizun aux abords de la pointe du Raz, où elles ne forment que de petits lambeaux à l'Est de la pointe de Feunteun-Aod, aux confins orientaux de la feuille. Par contre, les plages normanniennes présentent une extrême abondance à l'île de Sein, on peut dire que cette île en est essentiellement constituée : les plages anciennes relient entre eux des pointements rocheux qui, autrement, apparaîtraient en têtes isolées dans une mer peu profonde ou sur un platier intertidal, comme elles le font encore sur la Chaussée de Sein plus à l'Ouest. La topographie des roches granitiques sur cette Chaussée, très accidentée dans le détail, est à mettre au compte de la mer normannienne : cette mer, à peu de mètres au-dessus du niveau actuel, a réalisé un déblaiement d'altérites d'âge tertiaire qui, là comme ailleurs en Bretagne, revêtaient la roche saine sur une épaisseur variable sous un plateau de surface régulière. Au reste, au cours des hauts niveaux marins interglaciaires antérieurs, il est probable que le travail de déblaiement des altérites avait déjà commencé. La topographie irrégulière de la Chaussée est donc une exploitation des inégalités d'épaisseur de l'altération des roches cristallines.

Fig. 2 - Formations quaternaires



Les plages normanniennes de Sein (fig. 2), accumulées dans la partie orientale de la Chaussée, se trouvent entre environ 4 m au-dessus des plus hautes mers et 3 m en dessous. Ces plages descendaient en effet en dessous des hautes mers de l'époque, comme les plages actuelles, et la position de leurs parties basses dans l'actuel étage intertidal n'a rien que de normal, puisque le niveau marin actuel et celui du Normannien—Eémien sont peu différents. Mais les parties basses des plages ont dû être accrues en volume pendant la dernière glaciation (voir plus loin).

On peut donc dire que l'île de Sein est essentiellement formée dans son épaisseur de plages pléistocènes. On les trouve très largement dans le sous-sol des renflements du bourg et de Goulenez, où les excavations les atteignent aussi en coupes en de très nombreux points des rivages, notamment dans les très basses falaises de Kelaourou, de Beg ar C'hale et du centre nord-ouest de l'île. Mais on les voit également dans les grèves (étage intertidal) sur des étendues relativement grandes, à l'Ouest de Goulenez, au Korrejou, au Sud et au Nord de Beg ar C'hale. C'est du fait de cette constitution que l'île de Sein est si basse, en dehors de quelques rochers cristallins analogues à ceux de la Chaussée, qui atteignent une dizaine de mètres, notamment au Nord du port (Nord-Est du bourg). L'abondance extrême des plages normanniennes à Sein n'est pas propre à cette île en Armorique : on la retrouve dans les îles du plateau de Molène (Nord-Ouest du Finistère) et dans les îles Anglo-Normandes.

La nature des galets constituant les plages anciennes de Sein est, comme souvent en Bretagne, variée et en grande partie allogène : à côté des roches cristallines locales, les schistes bleuâtres du type de la baie d'Audierne sont abondants, de même que les grès primaires et les roches microgrenues (microgranites, etc.) (tableau 1) si abondantes dans les plages anciennes et actuelles du centre sud de la baie d'Audierne sont d'origine jusqu'ici (1978) non élucidée. Les silex du Crétacé ne sont pas très rares. Le plus vraisemblable est que ces roches ont été apportées par la mer transgressive d'actuels fonds voisins qui, au Nord et au Sud, avaient émergé pendant la régression de l'avant-dernière glaciation (Riss/Saale).

Toutefois, le mode de gisement des matériaux de ces plages a été modifié lorsque la régression marine d'âge Würm/Vistule a laissé derrière elle ces accumulations. Sous un climat froid de type périglaciaire, galets et sables normanniens/éémiens ont été affectés par la cryoturbation et la solifluxion. Le premier processus a notamment donné aux galets affleurant dans la grève située au Nord-Nord-Ouest du bourg une disposition uniformément dressée. Le second a sans doute contribué à renforcer le contingent de galets situé le plus bas, c'est-à-dire dans l'actuel étage intertidal. Au Sud de Beg ar C'hale, on voit ainsi les galets anciens mêlés à des fragments rocheux gélifractés et non roulés, le tout étant consolidé en poudingues à pâte argilo-sableuse. Sur le continent voisin, où la surface d'érosion générale atteint 70 à 80 m, la roche en place gélivée a fourni des coulées de solifluxion beaucoup plus nourries, qui ont revêtu les versants à pente rapide dévalant à la mer. Les fonds actuellement immergés, et alors émergés, portent également, encore en affleurement, des formations à caractère périglaciaire.

Holocène

Avec le passage à un climat tempéré, le niveau de la mer s'est relevé à l'Holocène pour atteindre, avec des modalités dont le détail reste matière à discussion, le niveau actuel. Les versants du cap Sizun ont été en partie nettoyés, par la mer, des coulées périglaciaires (*head*) qui les avaient fossilisés et qui subsis-

tent encore dans les parties les plus hautes. Le nettoyage a été d'autant plus poussé que les sites sont plus exposés à la houle. A la pointe du Raz même, le plateau du cap Sizun a disparu par recoupement des versants nord et sud : là, la roche en place a donc été assez fortement attaquée, et pas seulement son revêtement pléistocène ; mais le travail a pu et dû être commencé lors des hauts niveaux marins du Quaternaire (Eémien, Holsteinien, etc.). Immédiatement au Sud de la pointe du Van, près de Saint-They, l'érosion marine a très largement tronqué, par recul de la falaise, un vallon côtier. Les îlots qui se trouvent à cet endroit portent des restes de versants du vallon. En arrière, ce qui subsiste du talweg obstrué par le *head* au Würm n'a pas été exactement retrouvé par le cours d'eau en son encaissement récent, et une micro-surimposition dans la roche s'y est faite. Mais là aussi les choses ont dû être ébauchées antérieurement.

L'Holocène a été marqué par la constitution de nouvelles accumulations littorales.

Dz. Sables des dunes. A l'île de Sein, la partie orientale du renflement de Goulenez a été occupée par un petit champ de dune (Dz) sans forme particulière. Comme la plupart des dunes littorales de Bretagne, celles-ci sont actuellement mortes, sans alimentation, et fixées par une végétation d'ajoncs. Plus répandues sont les accumulations de plage ou grève encore modelées aujourd'hui par la mer. Sur le continent, la seule plage de quelque étendue est une plage de sable dans le fond de la baie des Trépassés. Le cordon qui la couronne a créé un étang de barrage (*loc'h* en breton) qui occupe la partie ouest de la vallée axiale du cap Sizun. Les conditions hydrodynamiques du cap Sizun n'ont pas permis la formation d'autres plages que celle de ce rentrant, où la houle est amortie par divergence des crêtes.

Mz. Sables et petits galets de plages. — MzG. Blocs et galets marins. A Sein, nombreuses sont les grèves d'accumulation holocène en dépit de la position avancée de l'île, et plus de la moitié de la longueur des hauts d'estran en est constituée, avec des formes arquées caractéristiques. Toutefois, au niveau des hautes mers, ces plages sont toujours formées de galets (MzG) et non de sable, à l'exception de celle qui se trouve dans le Nord Est de Beg ar C'hale, où le dépôt de sable (Mz) a été favorisé depuis quelques décennies par la construction d'une digue nord-sud (non figurée sur le cartouche) : c'est donc une plage de sable artificielle. Ailleurs, les galets ont été, en très grande majorité sinon même en totalité, empruntés aux plages normanniennes qui affleurent dans les basses falaises adjacentes. Il s'agit donc d'une remobilisation de matériaux, en sorte que les plages actuelles ont la même diversité pétrographique que les anciennes. Entre Kelaourou et Beg ar C'hale, les galets forment une esquisse de tombolo qui recouvre très incomplètement un platier rocheux et les galets de la pointe de Beg ar C'hale présentent une imbrication qui montre une influence prépondérante du courant de marée et non des vagues dans cette imbrication. Ce fait, qui est tout à fait anormal pour un estran, provient de ce qu'en ce passage, qui n'est immergé qu'à haute mer, le courant de marée se trouve aller presque toujours dans le même sens, au lieu d'aller, comme c'est en général le cas, la moitié du temps en un sens et la moitié dans l'autre.

La plage de la face sud-ouest de Goulenez, face la plus battue car la résultante des vents forts créateurs de houle est, dans l'Ouest du Finistère, SW—NE, se termine dans sa partie haute par un cordon de galets saillant de 2,35 m au-dessus de la terre ferme en arrière (l'île d'Ouessant, elle, possède deux cordons actuels de 4 m de saillant). Sur la face nord-ouest de Goulenez, les galets du cordon forment aussi un saillant, mais moins élevé : c'est que ce secteur est plus abrité par les roches de la chaussée.

Les cordons de galets situés à Goulenez ont tendance à être refoulés vers l'intérieur ; mais les points d'appui rocheux auxquels ils sont ancrés à leurs extrémités ne présentent pas d'érosion actuelle mesurable. Située en son ensemble à deux ou trois mètres au-dessus des plus hautes mers, l'île de Sein n'est pas menacée de submersion comme un polder endigué artificiellement ; mais la mer peut, malgré les travaux de défense, l'envahir partiellement et momentanément lors des plus fortes tempêtes, ce qui est arrivé, avec rupture des digues et inondation d'une partie du bourg, en 1896.

Au niveau des basses mers, le sable (Mz) est beaucoup plus abondant à Sein qu'au niveau des hautes mers. Il y est même plus fréquent que les galets. A cet étage de l'estran, la mise en mouvement des blocs est rare dans la plupart des sites : ce n'est qu'en une minorité d'endroits qu'il y a couramment mise en mouvement et façonnement, au cours de tempêtes. L'irrégularité du relief de détail crée de nombreuses positions d'abri. Plus à l'Ouest, sur la Chaussée, les fonds sont en grande majorité rocheux ; cependant, de petites accumulations sableuses en traînées s'y sont constituées, à la faveur de têtes de roches qui les ancrent, avec un allongement nord-sud. Cette orientation est liée aux courants de marée, qui atteignent en très grande marée sur la Chaussée une vitesse de 7 à 9 km/h. Ces formations meubles de la Chaussée sont des sables ou graviers fortement coquilliers (médiane granulométrique : 0,6 à 2,4 mm ; teneur en CO_3Ca : 32 à 71 %). Les sables des bas de plage de Sein sont nettement plus fins (médiane : 0,5 à 0,2 mm) et moins calcaires (CO_3Ca : 6 à 47 %). De tels contrastes ne sont pas spéciaux aux abords de Sein : on les retrouve sur le plateau de Molène (Nord-Ouest du Finistère). Plus à l'Ouest, les courants de marée alternatifs, dans leurs aires d'amortissement au Nord et au Sud de la Chaussée après l'obstacle du barrage rocheux qui momentanément les accélère, ont construit les champs de puissantes dunes hydrauliques (*ridins*) du haut-fond d'ar Men et de Kafarnao, par des profondeurs de 70 à 85 m, avec des dénivellations dunaires allant jusqu'à une vingtaine de mètres : ces hauts-fonds sont essentiellement formés d'articles de *Cellaria* (Bryozoaires), et la teneur en CO_3Ca y est de 90 à 99 %. A la sortie nord du Raz de Sein et au Sud-Est du phare de la Vieille, d'autres bancs plus petits à rides moins hautes ont des caractères analogues et ont été constitués dans les mêmes conditions hydrodynamiques.

Fz-C. **Alluvions et colluvions de vallées** présentes uniquement dans et aux alentours de l'étang de Laoual, plus ou moins tourbeuses.

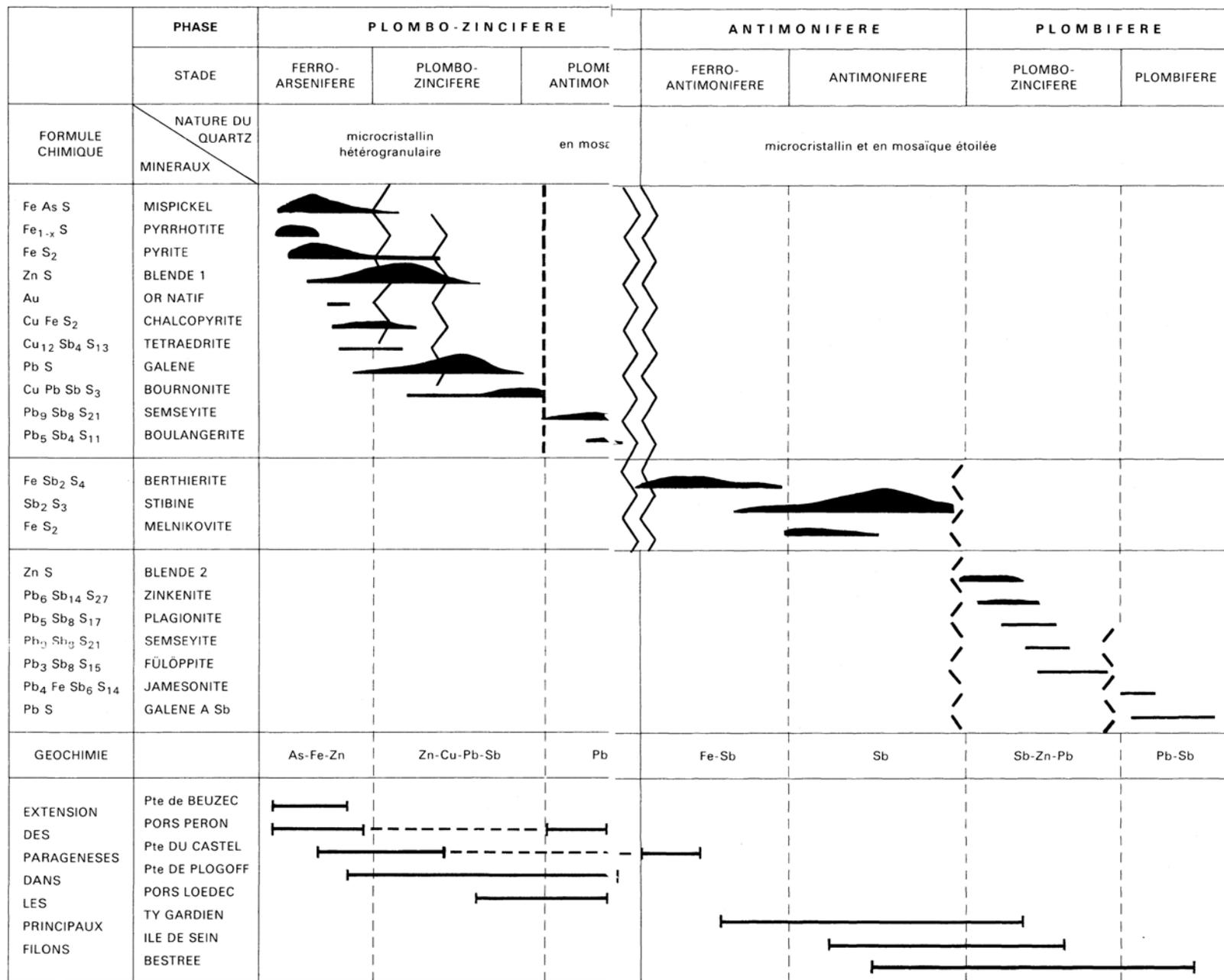
GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL

Substratum

Lithologie des échantillons prélevés en mer

Formations cristallophylliennes et cristallines

(γ^{1-2}). **Les leucogranites à muscovite et biotite**, qui prolongent vers l'Ouest la bande pointe du Raz—Nantes, n'ont été prélevés qu'en de rares endroits le long de la Chaussée de Sein et généralement à l'Ouest de la présente coupure ; leurs contours, là encore, ont été dessinés d'après la géomorphologie sous-



--- Phase de dissolution Phase de cristallisation Phase de dissolution et de fracturation

Fig. 5 - Tableau résumé des successions paragénétiques (Y. Fouquet, 1980)

marine ; ceci explique pourquoi l'échine de la Chaussée semble constituée de granites différents de ceux qui affleurent sur l'île de Sein ; il est en réalité possible que les faciès calco-alcalins plus ou moins monzonitiques décrits à la pointe de Feunteun-Aod et retrouvés sur l'île soient plus largement répandus qu'il n'y paraît. Quoi qu'il en soit, ces granites sont responsables d'un métamorphisme de contact clair qui affecte les formations sédimentaires décrites plus loin.

Ce phénomène suggère fortement que le contact anormal reconnu au Sud de la Chaussée, entre la baie d'Audierne et l'île de Sein, ne se prolonge pas vers l'Ouest.

($\xi\eta^1$), ($\xi\gamma^2$). **La trondhémite orthogneissique de Douarnenez** n'a été retrouvée vers l'Ouest qu'au phare de Tévenec : il s'agit en fait du leucogranite à deux micas constituant le terme ultime de la différenciation de la trondhémite (tableau 1). Les contours septentrionaux du massif, qui affleure largement au Nord et à l'Est de la pointe du Van, ont été, quant à eux, dessinés d'après la morphologie sous-marine.

(ξ^{1-2}). **Micaschistes à deux micas**. De très rares échantillons de gneiss gris à grandes biotites et de micaschistes verts à deux micas, parfois à staurotide, souvent altérés, permettent de dire que l'ensemble des Schistes cristallins de Cornouaille, bien connu plus à l'Est, ménage une transition entre les faciès peu métamorphiques de la baie de Douarnenez et l'échine granitique de la Chaussée de Sein.

(ξ^2). **Des micaschistes à muscovite** gris ou verts, montrant presque toujours deux directions dans l'orientation des phyllites ont été prélevés au Nord du Raz de Sein ; ils ressemblent tous au matériel briovérien déjà décrit dans la baie de Douarnenez.

Formations sédimentaires d'âge paléozoïque ou briovérien probable.

(b-01). **Briovérien—Trémadocien ? Des métagraywackes grossières**, identiques à celles qui affleurent à terre (groupe de Languidou—Haut Pehors) semblent constituer la série de base ; ce matériel a été métamorphisé dans un climat variant du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Certains faciès plus fins ont tendance à se rapprocher des faciès précédemment décrits ; ils s'en distinguent toutefois par un degré de métamorphisme plus élevé. Si l'ensemble *métagraywackes* fines/schistes noirs peut raisonnablement être considéré comme d'âge paléozoïque inférieur, il n'est pas certain qu'il en soit de même pour les *métagraywackes* grossières, et l'existence d'une discordance entre ces deux ensembles ne peut être exclue.

(03-S). **Ordovicien moyen—Silurien ? Des métagraywackes fines** inconnues à terre ont aussi été prélevées ; elles sont souvent riches en pistacite et zoisite et montrent un métamorphisme qui atteint parfois le faciès schiste vert ; quelques prélèvements présentent des phyllites orientées correspondant à une schistosité de flux. Une partie de ces *graywackes* montre tant à l'échelle de l'échantillon qu'à celle de la plaque mince une continuité apparente avec les schistes noirs, ceci suggère que certaines des *graywackes* pourraient être aussi d'âge ordovicien.

(03). **Ordovicien moyen ? Des schistes noirs épimétamorphiques** à chlorite, séricite, muscovite et rutile semblent précéder la formation volcanosédimentaire décrite plus loin ; leur aspect rappelle parfois celui des Schistes à

Calymènes. On y trouve aussi des fragments de microplancton indéterminable mais indubitablement d'affinité paléozoïque.

(vs^{o-h}). **Une formation volcano-sédimentaire** a été localisée au Nord-Ouest de la région étudiée, elle est constituée de roches généralement vertes, parfois roses. Deux types ont pu y être distingués :

- l'un montre des quartz rhyolitiques en phénocristaux dans une matrice quartzofeldspathique abondante,
- l'autre présente des quartz rhyolitiques et des feldspaths potassiques très abondants dans une matrice quartzofeldspathique rare.

Ces roches ont subi un plissement qui a parfois développé une schistosité de flux.

L'âge de ce complexe est inconnu ; il pourrait, par comparaison avec celui qui a été décrit dans le bassin de Châteaulin, être rapporté au Dinantien ; mais des ressemblances avec certains des faciès connus dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire pourraient aussi suggérer un âge silurien inférieur.

(h5). **Stéphanien. Les poudingues, les arkoses et les schistes noirs** d'âge stéphanien, qui affleurent en baie des Trépassés, n'ont jamais été prélevés en mer ; on sait seulement grâce à un profil de sismique réflexion enregistré dans le Raz de Sein qu'ils s'étendent quelque peu vers le large.

Structure générale

La région en mer représentée sur la carte Pointe-du-Raz à 1/50.000 correspond au flanc nord du synclinorium de la baie d'Audierne. Ce synclinorium dont les structures sont orientées N 50 °E montre des axes de plis à peu près parallèles à ceux qui ont été définis dans le Paléozoïque de la mer d'Iroise. Ces structures sont séparées par la bande des leucogranites hercyniens qui constitue la pointe du Raz et qui peut être suivie vers l'Ouest jusqu'à 5°35.

Cependant, et contrairement à ce qui se passe en mer d'Iroise, le synclinorium de la baie d'Audierne montre des terrains sédimentaires d'âge paléozoïque qui paraissent globalement de plus en plus récents à mesure que l'on se dirige vers l'Ouest (ceux-ci passant alors du Briovérien au Namurien B daté).

Le flanc nord de ce synclinorium a enfin été affecté, après le Stéphanien et avant le Lias, par une série de décrochements dextres orientés le plus souvent selon la direction N 130 °E ; des rejeux récents, dont certains sont indubitablement d'âge tertiaire, ont réutilisé ces fractures en failles normales. La tectonique tardive en marches d'escalier dont on constate aujourd'hui les effets, et qui se matérialise par l'effondrement systématique des compartiments situés à l'Ouest, est probablement responsable du gradient stratigraphique est-ouest noté plus haut.

Couverture de sédiments meubles

On a une assez bonne connaissance du recouvrement sédimentaire grâce à près de 150 dragages répartis sur l'ensemble de la feuille. Sur la carte, on a fait abstraction des formations marines superficielles meubles lorsque leur épaisseur est faible.

Cailloutis. Généralement associés aux graviers et aux sables, ils sont surtout abondants dans la Chaussée de Sein et au Sud de celle-ci où l'action des cou-

rants de marée opère un nettoyage des éléments les plus fins. Ces matériaux sont issus du substratum (granites, schistes divers, roches vertes, ...) et sont peu émoussés, parfois mêlés à de vrais galets roulés.

Graviers et sables. Les graviers forment une catégorie intermédiaire entre celle des cailloutis et celle des sables auxquels ils sont toujours plus ou moins mélangés. Ils sont essentiellement constitués de fragments organiques divers. Les zones à fort pourcentage de gravier bordent la Chaussée de Sein vers le Sud ou s'accrochent à des zones rocheuses. On constate un affinement progressif des éléments sableux en s'éloignant de la Chaussée vers le large. Les formations de sables graveleux et de sables grossiers occupent de larges surfaces avec une répartition paraissant aléatoire.

Les sables fins, par contre, occupent en grande partie, vers le Sud, les fonds supérieurs à 40-50 mètres. On les observe encore dans la baie des Trépassés ainsi que sur le Pont de Sein où ils forment de petites accumulations à l'abri des roches, malgré les courants violents.

Sédiments coquilliers. Le calcaire présent dans les sédiments meubles est presque exclusivement d'origine organogène. C'est dans les sables et les graviers que l'on observe les plus forts taux de calcaire.

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique des formations anciennes de la feuille Pointe-du-Raz peut se résumer comme suit.

Au Nord, à la pointe du Van, les terrains anciens sont bien conservés. Les micaschistes, gneiss et quartzites de l'ensemble cristallophyllien sont logiquement rapportés au Briovérien (M. Barrière, 1970 ; S.K. Hanmer, 1977). Ils prolongent vers l'Ouest la série protérozoïque épimétamorphique de la baie de Douarnenez que J.-R. Darboux (1975) situe dans le Briovérien supérieur (600 M.A.). Les caractères métamorphiques de cette série sont peu connus dans le cap Sizun d'autant plus qu'au métamorphisme régional se surimposent plusieurs métamorphismes thermiques liés à la mise en place des granitoïdes. Selon M. Barrière (1970), l'intrusion trondhjémitique s'est produite alors que les micaschistes étaient encore sous le faciès amphibolite. Les roches intrusives (allant des tonalites à des leucogranites) se seraient mises en place dans les micaschistes au Paléozoïque inférieur (472 M.A.) selon M. Barrière *et al.* (1971). Cette lignée « granitique » résulte de la fusion partielle d'un matériel basique, puis d'une cristallisation fractionnée du liquide produit. Ces diverses venues sont orthogneissifiées puis mylonitisées le long de l'accident linéaire septentrional.

Au Sud, à la pointe du Raz, le socle cristallophyllien est nettement plus métamorphique et réduit à des septa kilométriques au sein du leucogranite, ou en lanières plus ou moins mylonitisées étirées le long du linéament sur le flanc sud de la baie des Trépassés. Ces formations sont rapportées au Briovérien par S.K. Hanmer (1977). Ce sont des schistes, des micaschistes, des gneiss et des migmatites correspondant à deux cycles tectonométamorphiques. Le cycle le plus ancien comprend une migmatisation progressive d'une série de métasédiments et peut-être de gneiss granitiques anciens ; le second concerne l'intrusion d'orthogneiss leucogranitique datée à 329 ± 21 M.A. (J.-J. Peucat, S.K. Hanmer, notice Pont-Croix, 1/50 000). Le leucogranite hercynien (280, 300 M.A.) recoupe ces différents ensembles et forme les falaises de la pointe du Raz.

A l'Ouest, le complexe granitique de l'île de Sein constitue la continuation occidentale du domaine méridional du cap Sizun. Le passage, au Nord de l'île, du linéament se traduit par une forte mylonitisation des granites sur les îlots au Nord de la Chaussée (récif de l'Erudi).

Les trois ensembles observés à l'île de Sein peuvent se replacer dans les successions définies à la pointe du Raz. Les migmatites enclavées dans le granite porphyroïde constituent l'équivalent des septa migmatitiques de Bestrée. Les granites anciens (γ^{3M} , γ^2), dits anté-leucogranite, sont ici largement exprimés et peuvent trouver leur équivalent dans les gneiss granitiques anciens de S.K. Hanmer. Ils sont alors antérieurs à la phase majeure de migmatisation. L'anatexis des séries cristallophylliennes et des granites anciens produit le leucogranite porphyroïde, puis le leucogranite-type de la pointe du Raz et de l'île de Sein, qui s'injectent dans les autres ensembles. Le granite porphyroïde de Sein trouve son équivalent dans les orthogneiss leucocrates de Feunteun-Aod près de la pointe du Raz (2^e cycle tectonométamorphique des formations briovériennes du Sud de la pointe du Raz).

Entre la pointe du Van et la pointe du Raz, la dépression de la baie des Trépassés correspond à un fossé tectonique d'âge stéphanien (290 M.A.), bordé au Nord et au Sud par les failles liées aux deux linéaments. Les sédiments, parfois charbonneux, déposés dans ce bassin, ont été redressés lors des rejeux ultérieurs des grands accidents. Ils correspondent à des faciès détritiques continentaux. Il est possible que certains lambeaux de schistes cristallins mylonitisés, bordant la dépression tectonique, soient d'âge paléozoïque inférieur.

Le trait tectonique majeur de la carte est la réunion de deux grands accidents linéamentaires armoricains. Le linéament pointe du Van—Quimper—Angers et le linéament pointe du Raz—Quimper—Nantes—Parthenay (fig. 1). Ces accidents possèdent une histoire complexe.

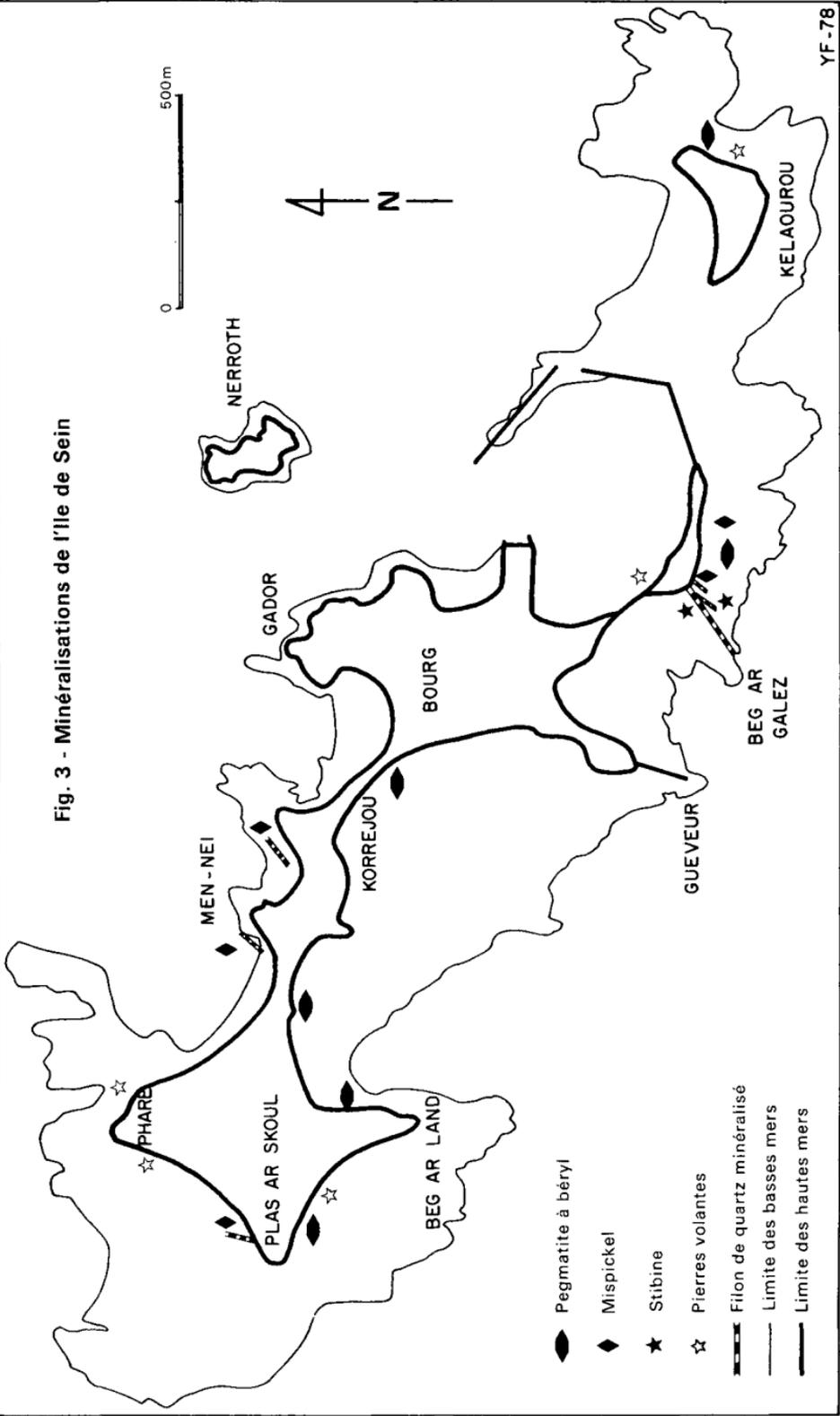
Les hypothèses récentes montrent que l'histoire hercynienne de cette importante zone de suture débute par une phase de coulissage précoce et de serrage, essentiellement senestre (J.-P. Lefort, 1975), surtout marquée par la formation de magmas leucogranitiques d'âge fini-dinantien à namurien (320-330 M.A.). Ensuite apparaissent des mouvements chevauchants, du Nord vers le Sud (P. Jegouzo, 1976). Les plans mylonitiques sont généralement subverticaux et les linéations subhorizontales. La deuxième étape, en continuité avec la première, entraîne la mylonitisation de ces leucogranites et des schistes cristallins environnants, par développement de coulissages à composante dextre ; elle s'accompagne de magma leucogranitique daté à 300 M.A. (Ph. Vidal, 1973). Les mylonites se retrouvent en galets dans les formations stéphanienues. Les derniers coulissages dextres peuvent être obliques par rapport aux axes mylonitiques. Actuellement des basculements se produisent le long de cette zone de faiblesse.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

GÎTES MINÉRAUX

Des filons de quartz minéralisés sont connus sur le territoire de la feuille Pointe-du-Raz ; ils s'intègrent dans un petit district plombo-antimonifère qui occupe le cap Sizun (fig. 4) (L. Chauris *et al.*, 1977 ; Y. Moëlo *et al.*, 1978 ; Y. Fouquet, 1980).

Fig. 3 - Minéralisations de l'île de Sein



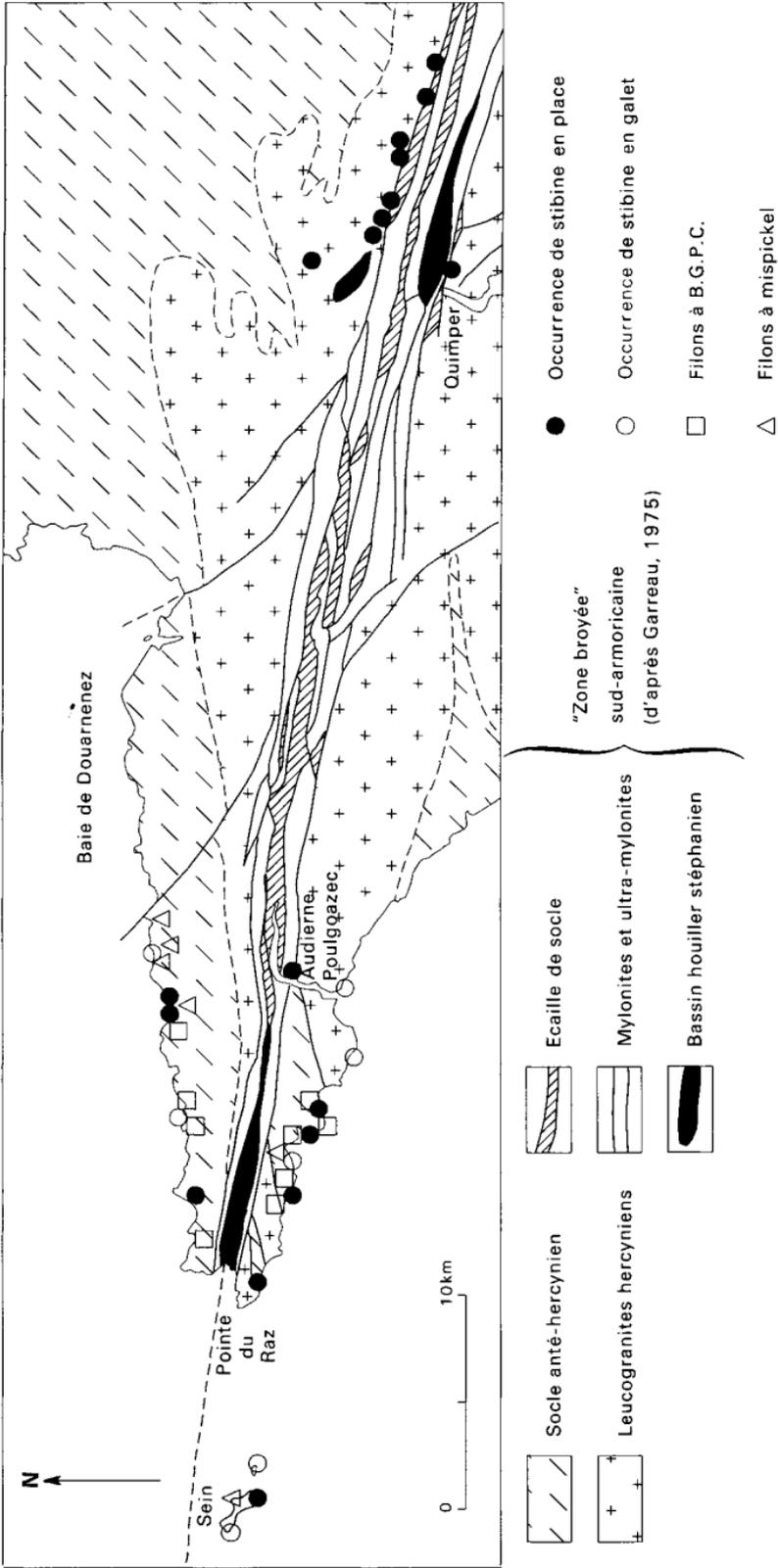


Fig. 4 - Répartition des minéralisations le long des linéaments sud-armoricains en Cornouaille occidentale

(Y. Fouquet, 1980)

Pegmatites à béryl. Les bouffées pegmatitiques liées à l'évolution des leucogranites γ^{1K} et $\rho\gamma^{1K}$ livrent, à Sein et à Bestrée, de petits béryls jaunâtres parfaitement cristallisés. La taille, généralement inférieure à 1 cm, peut atteindre 5 cm de long.

Lentilles de quartz à mispickel—pyrite. A l'île de Sein (fig. 3), des filons N 30 °E à N 60 °E subverticaux et des lentilles quartzzeuses du granite porphyroïde ($\rho\gamma^{1K}$) sont minéralisés en pyrite, mispickel, cosalite ($Pb_2Bi_2S_5$). Les sulfures en petits amas centimétriques remplissent parfois les fissures du quartz blanc à éclat gras.

Filons de quartz à blende. Le flanc ouest de la pointe de Castelmeur (4.4002) correspond à une zone intensément fracturée. Dans la falaise affleurent des filons de quartz de puissance métrique, orientés N 170 °E, le pendage est de 70° vers l'Est. En bas de la falaise (accès très difficile), le quartz blanc est cimenté par de la calcite et des filonnets de quartz noir calcédonieux. Ce type de quartz est principalement minéralisé en blende. On y observe, en outre : mispickel, pyrite, galène, fülöppite, zinckénite, plagionite, semseyite, antimoine natif. Mise à part la blende millimétrique, tous les autres minéraux sont invisibles à l'œil nu.

Filons de quartz à stibine. La paragenèse antimonifère est la mieux exprimée sur la feuille Pointe-du-Raz. Deux filons sont connus. L'un sur l'estran à l'île de Sein (Beg ar Galez, 3.4001) est orienté N 60 °E, le pendage est subvertical, l'extension est de 200 m et la puissance métrique ; la stibine forme des lentilles décimétriques. L'autre à Bestrée (dernier port avant la pointe du Raz, 4.4001) est orienté N 30 °E, subvertical ; la puissance est de 50 cm ; les lentilles de stibine sont décimétriques. Outre la stibine largement exprimée, ces filons (Bestrée en particulier) se caractérisent par leur richesse en sulfosels de plomb et d'antimoine : zinckénite, plagionite, semseyite, jamesonite, fülöppite. On observe aussi : antimoine natif, blende, galène antimonifère, marcasite, mispickel, pyrite. Tous ces minéraux sont de petite taille, de l'ordre du 1/10 de mm à 1 mm.

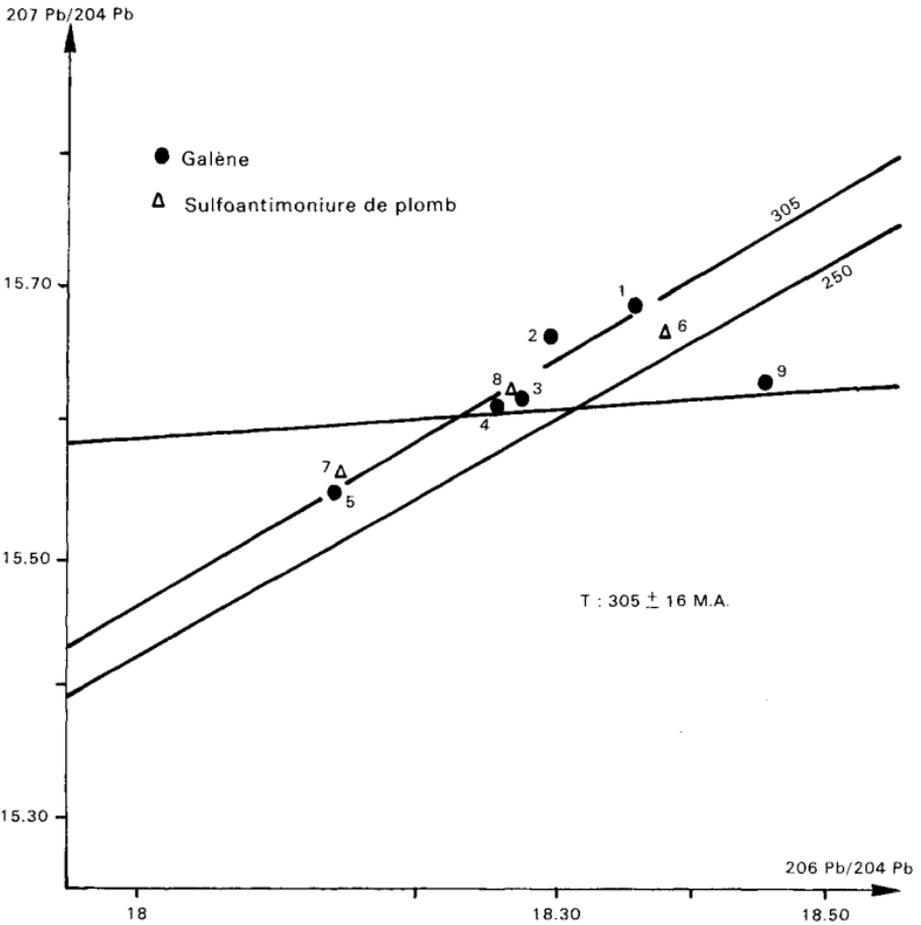
Les successions minérales dans ces différents filons s'intègrent bien dans le tableau paragénetique établi (Y. Fouquet, 1980) pour l'ensemble du district plombo-antimonifère du cap Sizun (fig. 5). Les mesures d'âges effectuées par la méthode des isotopes du plomb sur des galènes et des sulfosels de plomb donnent 306 ± 16 M.A. pour la mise en place de ces minéralisations (fig. 6) (E. Marcoux *et al.*, 1980).

HOUILLE

La présence de houille dans les formations du Stéphanien de la baie des Trépassés semble avoir été découverte en 1759, époque à laquelle furent foncés plusieurs puits. Ces puits se situent tous sur le territoire de la feuille Pont-Croix. Les formations charbonneuses sont cependant bien visibles sur l'estran de la baie des Trépassés.

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION

Il n'existe aucune carrière en activité sur la feuille Pointe-du-Raz. On note cependant quelques petites anciennes carrières dans la trondhjémite mylonitique



- 1 - Pors Loubous 2 - Pointe de Plogoff 3 - Pors Tarz 4 - Pointe Ty Deved
 5 - Pors Loëdec 6 - Bestrée 7 - Pointe de Plogoff 8 - Ty Gardien
 9 - Pointe du Castel

Fig. 6 - Isochrone des plombs du Cap-Sizun

(Marcoux et al., 1980)

de la pointe du Van. Près de la pointe du Raz, une petite carrière est taillée dans le leucogranite plus ou moins arénisé. A l'île de Sein, la totalité du granite servant à la construction des habitations provient de l'estran, principalement du secteur de Korrejou. Les zones d'extraction, actuellement abandonnées, sont marquées par de vastes trous d'eau. La roche exploitée est un granite gris bleuté, à grain moyen et biotite (γ^{3M}).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier un itinéraire intéressant la région dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand, 1977, Masson, Paris :

— itinéraire 18 : la Cornouaille.

BIBLIOGRAPHIE

- BARRIÈRE M. (1970) — La trondhémite de Douarnenez (Massif armoricain, France). Thèse 3^o cycle, 167 p., Paris.
- BARRIÈRE M. (1972) — Origine et mise en place de la trondhémite gneissique de Douarnenez. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 2, p. 15-38, Paris.
- BARRIÈRE M., COGNÉ J., VIDAL Ph. (1971) — La trondhémite de Douarnenez : une intrusion magmatique dans les schistes cristallins du Sud-Finistère. *C.R. Acad. Sc.*, t. 273, p. 1 556-1 559, Paris.
- BARROIS Ch. (1891) — Légende de la feuille de Quimper. *Ann. Soc. géol. Nord*, XVIII, p. 187-200, Lille.
- BARROIS Ch. (1891) — Légende de la feuille de Quimper. *Ann. Soc. géol. Nord*, XVIII, p. 210-226, Lille.
- CHAURIS L., DEUNFF J., LAPIERRE F., LEFORT J.-P., PLUSQUELLEC Y. (1972) — Les formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère. *C.R. Acad. Sci.*, t. 274, p. 2 624-2 626.
- CHAURIS L., FOUQUET Y., MOËLO Y. (1977) — Les occurrences antimonifères de l'île de Sein et du cap Sizun (Finistère). Leur place dans la métallogénie armoricaine. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristal.*, 100, p. 208-213.
- COCHERIE A., CARPENTIER M. (1979) — Comportement géochimique des terres rares dans la trondhémite de Douarnenez : implications pétrogénétiques. *Bull. B.R.G.M.*, 2^e série, 1, 4, p. 337-347.
- COGNÉ J. (1960) — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 382 p.
- COGNÉ J., GIOT P.-R. (1961) — Observations à propos d'un lamprophyre micacé à microcline et apatite, riche en enclaves granitiques, au flanc sud du cap Sizun (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 252, p. 2 569-2 571.
- DANGEARD L. (1936) — Sur la définition d'un étage normannien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 164-165.
- DARBOUX J.-R. (1973) — Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Finistère). Thèse 3^e cycle, Brest.
- DURAND S. (Coordinatrice) (1977) — Bretagne. Guides géologiques régionaux, Masson édit.
- FOUQUET Y. (1980) — Les districts antimonifères de Quimper et du cap Sizun (Finistère). Leur place dans la métallogénie de l'antimoine dans le Massif armoricain (France). Thèse doct. 3^o cycle, Clermont-Ferrand, 225 p. (inédit).

- GARREAU J. (1975) — Les reliefs en creux de la zone broyée sud-armoricaine de la baie des Trépassés à Saint-Yvy. *Norois*, n° 86, p. 225-241.
- GIOT P.-R., COGNÉ J. (1949) — Le cap Sizun. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XLVII, n° 225.
- GIOT P.-R. (1948) — Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVIII (1, 2, 3), p. 3-14.
- GUILCHER A. (1948) — Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse d'Etat, Paris, la Roche-sur-Yon, 682 p.
- GUILCHER A. (1951) — L'influence respective des vagues et des courants de marée sur la disposition des levées littorales, d'après deux cas du littoral breton (île de Sein, le Conquet). *Proc. Third Internat. Congress Sedimentol.*, Groningen-Wageningen, p. 127-133.
- GUILCHER A. (1951) — Observations sur le déferlement des vagues et le façonnement des galets sur un plateau rocheux de l'île de Sein (Finistère). *Com. Trav. Hist. et Sci., Bull. sect. Géogr.*, vol. 64, p. 71-82.
- GUILCHER A. (1959) — Les accumulations sous-marines du plateau de Molène et de la Chaussée de Sein (Finistère). *In* : Topographie et Géologie des profondeurs océaniques, Colloque n° 83 du C.N.R.S., p. 109-141.
- HANMER S.K. (1977) — Pré-cambrian basement in the variscan orogene of South-West Finistere (France). Ph. D. Thesis, university of London. (inédit).
- HINSCHBERGER F. (1968) — Carte sédimentologique sous-marine à 1/100 000 des côtes de France, feuille Brest.
- HINSCHBERGER F. (1970) — L'Iroise et les abords d'Ouessant et Sein. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse d'Etat, Paris, Caen, 309 p.
- JEGOUZO P. (1976) — La zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. 4^e R.A.S.T., p. 234, Paris.
- LEFORT J.-P. (1975) — Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, 250 p., Rennes.
- LEFORT J.-P., PEUCAT J.-J. (1974) — Le socle antémésozoïque submergé à l'Ouest de la baie d'Audierne (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, t. 279, p. 635-637.
- MARCOUX E., FOUQUET Y. (1980) — Age des filons plombo-zincifères du cap Sizun. Apport de la géochronologie. 8^e R.A.S.T., Marseille, p. 240.
- MOËLO Y., FOUQUET Y., LAFORËT C., CHAURIS L. (1978) — L'indice plombo-antimonifère de Bestrée (cap Sizun—Finistère). *Bull. minéral.*, 101, p. 363-367.

- MULOT B. (1975) — Les bassins houillers du Finistère. *Penn ar bed*, 82, p. 148-166, Brest.
- PIQUENARD A. (1924) — Contribution à l'étude de la flore fossile des bassins houillers du Finistère. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, V, (1), p. 97-98, Rennes.
- PLAINE J. (1981) — Notice de la feuille géologique à 1/50 000 Pont-Croix.
- SAINT-REQUIER A. (1969) — Carte sédimentologique sous-marine à 1/100 000 des côtes de France, feuille Pont-Croix.
- SAINT-REQUIER A. (1970) — La baie d'Audierne. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse 3^e cycle, Paris, 223 p.
- VIDAL Ph. (1973) — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV. p. 239-245.

TRAVAUX CONSULTÉS

LAPIERRE F., LEFORT J.-P., PEUCAT J.-J., PIVETTE B., SAGON J.-P.

CARTES CONSULTÉES

- **Cartes sédimentologiques sous-marines des côtes de France à 1/100 000**
 - Feuille *Brest* (1968), par F. HINSCHBERGER,
 - Feuille *Pont-Croix* (1969), par A. SAINT-REQUIER.
- **Cartes du Service hydrographique de la Marine**
 - 5 309 : du cap de la Chèvre à Audierne; Chaussée de Sein et Raz de Sein ;
 - 6 030 : du cap de la Chèvre aux îles de Glénan.
- **Cartes géologiques à 1/250 000, Geotechnip — CNEXO (1971).**
 - *Reconnaissance géologique et sédimentologique en mer d'Iroise* ; modelé et nature des fonds.
- **Cartes géologiques de la marge continentale à 1/250 000**
 - Feuille *Penmarc'h* (1971), par Ph. BOUYASSE et R. HORN
 - Feuille *Quessant* (1975), par F. LAPIERRE.
- **Carte géologique à 1/320 000, éditée avec l'aide de la Société ELF AQUITAINE**
 - Feuille *Brest-Lorient* (1973), par J.-P. LEFORT.
- **Carte géologique du département du Finistère (1844), par E. de FOURCY.**
- **Carte géologique de la France à 1/80 000**
 - Feuille *Quimper* : 1^{re} édition (1891), 2^e édition (1949), par Ch. BARROIS.
- **Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/500 000**
 - Feuille *Nantes* (1979), par J. MÉLOUX.

TABLEAU 1. — Analyses chimiques. J. Cotten, laboratoire de pétrologie, université de Bretagne occidentale, Brest.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	76,70	72,40	73,60	72,60	73,15	71,90	72,40	74,95
TiO ₂	0,18	0,36	0,36	0,20	0,15	0,20	0,21	0,26
Al ₂ O ₃	12,42	12,81	13,11	14,50	16,20	14,45	14,70	13,60
Fe ₂ O ₃	1,65	2,76	2,77	1,50	0,85	0,36	0,43	1,55
FeO.....	0,01	0,01	0,01	0,10	0,75	1,16	0,87	0,01
MnO.....	0,03	0,05	0,06	0,20	0,00	0,02	0,02	0,02
MgO.....	0,12	0,32	0,40	0,33	0,10	0,33	0,37	0,16
CaO.....	0,65	1,14	1,29	0,64	1,15	0,85	0,68	0,57
Na ₂ O.....	3,44	3,47	3,32	3,83	2,65	3,23	3,26	3,42
K ₂ O.....	4,50	4,46	4,37	5,30	4,30	5,48	5,15	4,14
P ₂ O ₅	0,01	0,06	0,06	0,36	0,19	0,54	0,27	0,35
H ₂ O ⁺	0,35	0,36	0,42	0,59	0,80	0,74	0,79	0,72
H ₂ O ⁻	0,02	0,06	0,04	0,16	0,20	0,14	0,18	0,07
CO ₂	0,00	0,00	0,00					
Total.....	100,08	98,26	99,81	100,04	100,49	99,40	99,33	99,82
Li (ppm).....	16	30	30	85	—	104	16	42
Rb (ppm).....	163	149	146	327	—	350	320	227
Sr (ppm).....	33	61	68	61	—	89	90	30
Ba (ppm).....	480	628	680	228	—	260	203	117

TABLEAU 2. — Analyses chimiques. J. Cotten, laboratoire de pétrologie, université de Bretagne occidentale, Brest.

	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	71,87	70,92	68,78	60,25	58,60	48,60	52,90
TiO ₂	0,38	0,37	0,51	1,15	1,34	2,41	1,91
Al ₂ O ₃	14,41	14,73	15,63	18,04	17,70	11,70	14,07
Fe ₂ O ₃	0,71	0,35	3,54	6,20	6,80	19,32	15,53
FeO.....	1,16	1,89	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
MnO.....	0,03	0,03	0,04	0,09	0,08	0,22	0,24
MgO.....	0,59	0,62	1,40	2,04	2,33	5,51	2,43
CaO.....	1,13	1,00	1,58	4,01	3,62	8,35	7,91
Na ₂ O.....	3,56	3,13	3,52	4,12	4,05	1,69	0,65
K ₂ O.....	4,61	5,07	3,80	2,57	3,09	0,64	1,31
P ₂ O ₅	0,12	0,30	0,14	0,65	0,70	0,26	1,12
H ₂ O ⁺	0,60	0,69	0,87	0,46	0,63	0,60	0,65
H ₂ O ⁻	0,12	0,18	0,14	0,03	0,10	0,15	0,13
Total.....	99,29	99,28	99,96	99,62	99,05	99,45	99,05
Li (ppm).....	91	113	113	128	210	38	59
Rb (ppm).....	218	358	236	267	366	24	87
Sr (ppm).....	125	117	155	339	314	49	342
Ba (ppm).....	490	430	568	224	220	60	55

Nature et provenance des analyses chimiques des tableaux 1 et 2

- 1 : galet de microgranite — Pointe de Plogoff (feuille Pont-Croix),
- 2 : galet de microgranite — Pointe de Plogoff (feuille Pont-Croix),
- 3 : galet de microgranite : Ile de Sein,
- 4 : leucogranite — Pointe du Raz,
- 5 : leucogranite — Pointe du Raz,
- 6 : leucogranite porphyrique — Ile de Sein,
- 7 : leucogranite — Ile de Sein,
- 8 : leucogranite — Ilot Tevennec,
- 9 : granite (γ^{3M}) — Ile de Sein
- 10 : granite (γ^2) — Ile de Sein,
- 11 : granite à biotite — Bestrée,
- 12 : granodiorite — Ilot Nerroth (île de Sein),
- 13 : granodiorite — Le phare (île de Sein),
- 14 : amphibolite — Pointe de Castelmeur,
- 15 : amphibolite — Ilot Nerroth (île de Sein).

TABLEAU 3. — Composition chimique de la sizunite.

- 1, 2 : analyse, J. Cotten, laboratoire de pétrologie, Brest ;
- 3, 4 : d'après J. Cogné, 1960 ;
- 5 : analyse B.R.G.M. ;
- 6 : analyse en fluorescence X au C.O.B.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,00	59,00	60,60	58,30	67,00	
TiO ₂	1,73	1,72	3,00	3,00	—	
Al ₂ O ₃	13,30	12,52	13,65	14,10	8,50	
Fe ₂ O ₃	4,46	3,77	1,55	0,80	5,00	
FeO	—	—	1,10	1,90	—	
MnO	0,11	0,08	—	—	—	
MgO	3,06	2,65	1,50	2,80	3,80	
CaO	3,77	3,85	4,00	4,15	5,80	
Na ₂ O	0,65	0,46	0,25	0,60	0,80	
K ₂ O	10,91	9,55	9,20	10,10	9,00	
P ₂ O ₅	1,27	1,35	2,50	2,55	—	
H ₂ O ⁺	1,18	1,23	1,55	1,20	—	
H ₂ O ⁻	0,48	0,76	0,45	0,35	—	
Li (ppm)	95	105	—	—	< 50	
Rb (ppm)	343	297	—	—	—	267
Sr (ppm)	1 716	1 630	—	—	2 500	1 658
Ba (ppm)	6 830	6 400	—	—	4 600	

Mn :	1 100	Ti :	28 000	As :	210	Cu :	16
P :	9 600	V :	110	Mo :	< 3	Zn :	340
B :	< 10	Cr :	300	Cd :	< 4	Ag :	50,2
Y :	< 75	Co :	< 10	Sn :	470	Pb :	33
Nb :	< 200	Ni :	130	W :	< 50	Sb :	< 50
La :	210	Zr :	1 100	Bi :	< 10		

Éléments en trace dosés dans la sizunite (analyse B.R.G.M., en ppm).

TABLEAU 4. — Analyse chimique de la trondhémite orthogneissique (1) de la pointe du Van ($\xi\eta^1$) (Nord du port de Vorlenn) et du leucogranite associé (γ^2). (M. Barrière, 1970). (Analystes N. Vassard et M. Durcet, Paris).

	1	2
SiO ₂	71,94	74,27
Al ₂ O ₃	15,19	14,67
Fe ₂ O ₃	2,29	0,32
FeO.....	1,02	0,55
MnO.....	0,00	0,00
MgO.....	0,82	0,74
CaO.....	2,85	0,00
Na ₂ O.....	4,35	4,09
K ₂ O.....	1,05	3,52
TiO ₂	0,47	0,00
P ₂ O ₅	0,03	0,00
H ₂ O ⁺	0,36	0,78
H ₂ O ⁻	0,11	0,14
Total.....	100,48	99,08

TABLEAU 5. — Analyses modales au compteur de points (% minéraux).

	1	2	3	4	5	6
Quartz.....	4,80	49,50	40,2	46,7	46	43,8
Plagioclase.....	61,8	22,2	24,5	14,8	7,3	12,9
Feldspath potassique.....	1,0	21,5	29,5	28,5	32,3	32,1
Biotite.....	29,2	6,8	4,6	4,0	2,7	1,6
Muscovite.....	1,3	—	0,9	6	11,7	9,6
Apatite.....	1,9	—	—	—	—	—
Total.....	100	100	100	100	100	100
% en anorthite dans le plagioclase.....	26	22	15	10	10	8

- 1 : granodiorite, île de Sein (η),
- 2 : granite monzonitique, île de Sein (γ^{3M}),
- 3 : granite calco-alcalin, île de Sein (γ²),
- 4 : leucogranite porphyroïde, île de Sein (ρ γ^{1K}),
- 5 : leucogranite, île de Sein (γ^{1K}),
- 6 : leucogranite de la pointe du Raz (γ¹⁻²).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de géologie marine du B.R.G.M. détient l'inventaire des prélèvements géologiques et des campagnes géophysiques exécutés en mer. Elle archive régulièrement les nouveaux travaux et gère aussi une lithothèque. Les documents peuvent être consultés à l'Antenne du B.R.G.M. au sein du CNEXO à Brest à l'adresse suivante : B.R.G.M., c/o Centre océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29273 Brest.

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Bretagne, 14, avenue du Sergent Maginot, 35100 Rennes, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de cette notice se définit comme suit :

Partie terrestre

Introduction : Y. FOUQUET
Pointe du Van : M. BARRIÈRE et Y. FOUQUET
Pointe du Raz : Y. FOUQUET
Ile de Sein : Y. FOUQUET
Baie des Trépassés : A. PELHATE
Quaternaire : A. GUILCHER
Synthèse géologique : Y. FOUQUET
Ressources du sous-sol : Y. FOUQUET
Coordination scientifique : L. CHAURIS

Partie marine

Substratum : J.-P. LEFORT

Couverture de sédiments meubles : d'après la notice de la feuille Point-Croix à 1/100 000.

