



CLISSON

La carte géologique à 1/50 000
CLISSON est recouverte par la coupure
CHOLET (N° 118)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Nantes	Vallet	Chemillé
St-Philbert- de-Grand-Lieu	CLISSON	Cholet
Palluau	Montaigu	Les Herbiers

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

CLISSON

1324

Au pays de l'uranium

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



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CLISSON A 1/50 000**

par A. BAMBIER, J.-C. FLAGEOLLET,
F.-H. FORESTIER, J.-M. VIAUD

SOMMAIRE

INTRODUCTION	4
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	4
<i>HISTORIQUE DES RECHERCHES</i>	4
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	4
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	4
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>TERRAINS LES PLUS MÉTAMORPHIQUES</i>	8
<i>GROUPE MÉTAMORPHIQUE MÉRIDIONAL</i>	16
<i>SÉRIE DES MAUGES</i>	16
<i>GRANITES</i>	18
<i>FORMATIONS TERTIAIRES</i>	21
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES, PLIO-QUATÉRNAIRES ET QUATÉRNAIRES</i>	25
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	30
<i>PLISSEMENT DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	30
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	31
<i>INDICATIONS SUR L'HYDROGÉOLOGIE DU SOCLE DE LA FEUILLE CLISSON</i>	31
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	31
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	34
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	34
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	34
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	37
AUTEURS DE LA NOTICE	37

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Avec des périodes d'interruption de plusieurs années, les levers de cette feuille se sont échelonnés sur dix ans, cette longue durée a permis d'utiliser bien des affleurements temporaires pour préciser des contacts. Les campagnes d'études à 1/1000 menées par le Commissariat à l'énergie atomique (devenu COGEMA) ont permis de préciser le tracé de certains accidents majeurs.

HISTORIQUE DES RECHERCHES

Le territoire de la feuille Clisson à 1/50 000 est compris tout entier dans celui de la feuille Cholet à 1/80 000.

La première édition de la carte à 1/80 000 parue en 1896 est due à L. Bochet. Elle est contemporaine des travaux de A. Lacroix sur le gabbro du Pallet (1887, 1889, 1899, 1918). La deuxième édition, parue en 1959, est due à G. Mathieu et J. Gabilly. Elle reprend certains résultats publiés dans la thèse du premier de ces auteurs sur la Vendée (1937), mais elle n'apporte que des modifications négligeables aux contours de la première édition en ce qui concerne le territoire couvert par la feuille Clisson.

Les travaux de A. Brillanceau (1964) et de B. Lasnier (1970) concernent surtout les gabbros de la feuille.

Le granite de Clisson a fait l'objet de mesures d'âge absolu par la méthode Rb - Sr (J. Sonet, 1967, 1968) à Nancy.

J.-P. Renard a fait une étude pétrographique et géochimique du même massif (1969), alors que COGEMA accumule les données de prospections détaillées sur les zones uranifères au Nord et au Sud du granite poursuivies depuis 25 ans.

La présente édition à 1/50 000 présente des contours entièrement renouvelés pour certaines unités et une discussion approfondie sur l'âge et les relations mutuelles des principales formations.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Clisson est un plateau dont l'altitude maximale atteint 127 m à l'Est de Montigné-sur-Moine (bord est de la feuille) mais s'abaisse jusqu'à 40 m à l'Ouest. Il est entaillé par trois cours d'eau principaux : la Sèvre nantaise qui le draine entièrement du Sud-Est au Nord-Ouest et ses deux affluents, la Moine et la Maine. Au Sud-Est, la Sèvre nantaise coule à 50 m d'altitude ; elle sort de la feuille au Nord-Ouest à l'altitude de 10 mètres. Le cours de cette rivière et de ses deux affluents principaux est surimposé.

La topographie très molle du plateau est façonnée dans un socle cristallin largement couvert de dépôts d'altération sur place du substratum et de formations superficielles remaniées.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Cadre géologique régional

La feuille Clisson couvre des terrains métamorphiques plissés précambriens d'origine sédimentaire et éruptive, appartenant à plusieurs unités d'extension régionale, qui sont recoupés par des granites hercyniens. L'histoire post-stéphanienne n'y est marquée que par l'érosion et la formation de dépôts superficiels récents.

Pour comprendre l'histoire de ce socle cristallin, il est nécessaire de rappeler quelle est la structure géologique des unités régionales affleurant au Sud de la Loire dans le Pays nantais.

Les principales sont du Nord au Sud (voir schéma en marge de la carte) :

- unité de Champtoceaux,
- micaschistes des Mauges,
- complexe rhyolitique cambrien du Choletais,
- axe des gneiss, migmatites à sillimanite et orthogneiss de Saint-Brévin—Saint-Nazaire—Bressuire, avec reliques granulitiques,
- gabbros coronitiques du Pallet et autres,
- axe granitique hercynien de Clisson—Mortagne et petits massifs granitiques du Nord,
- chloritoschistes et gneiss au Sud de l'axe des granites.

Seuls, l'unité de Champtoceaux et le complexe rhyolitique du Choletais sortent complètement du cadre de la feuille Clisson.

L'histoire régionale de ces unités s'ordonne autour de quelques repères stratigraphiques paléozoïques :

— *Carbonifère supérieur* : tous les terrains du socle cristallin de la région sont antéstéphanien, comme dans toute l'Armorique. L'âge absolu Rb/Sr du batholite granitique de Clisson—Mortagne a été déterminé : 300 M.A. environ (J. Sonet, Nancy, 1968) ce qui le place à la limite Westphalien—Stéphanien ;

— *Silurien* : le Silurien fossilifère récemment découvert en divers points de Vendée permet de ranger dans le Paléozoïque la majeure partie des schistes épi-métamorphiques considérés comme briovériens (donc précambriens) par G. Mathieu (1937) depuis la Vendée littorale jusqu'à l'Est de Chantonay. Une bande de chloritoschistes et de gneiss non datés, mais probablement précambriens subsiste entre ce Paléozoïque et le granite de Clisson—Mortagne ;

— *Ordovicien* : le long du bord sud du synclinal d'Ancenis, des sédiments non métamorphiques datés de l'Ordovicien sont discordants sur les micaschistes à chlorite (et biotite) fortement plissés des Mauges (moulin de Châteaupanne, près Chalonnes-sur-Loire) ;

— *Cambrien moyen* : un affleurement réduit de pélites non métamorphiques à Trilobites (P. Cavet et al., 1966) permet de confirmer l'âge cambrien moyen de l'horizon des grès et conglomérats de Vihiers—Trémentines, le long du bord nord du complexe rhyolitique du Choletais. Ces conglomérats remaniant et reposant sur les micaschistes des Mauges (dans l'état actuel des connaissances), plissement et métamorphisme épi- à mésozonal de ces derniers ne peuvent être plus récents que le Cambrien moyen. C'est dire qu'ils sont, au plus tard, contemporains de l'orogénie cadomienne. Le matériel sédimentaire initial des Mauges est précambrien. Le complexe rhyolitique du Choletais, reposant sur les conglomérats de Vihiers—Trémentines, leur est postérieur. On lui attribue traditionnellement (depuis G. Mathieu, 1937) un âge cambrien.

Il est maintenant possible de situer par rapport à ces repères les unités non encore citées :

— l'axe des gneiss et migmatites à sillimanite de Saint-Brévin—Saint-Nazaire—Bressuire. Aux abords du Landreau (feuille Vallet), on voit les micaschistes de la série des Mauges reposer en concordance apparente sur les gneiss plus métamorphiques de cette unité. Le passage est presque sans transition, ce qui offre l'alternative suivante :

- les gneiss à sillimanite représentent les niveaux profonds de la série des Mauges, ils sont précambriens,
- ils représentent un socle plus ancien, sur lequel sont venus se déposer les sédiments de la série des Mauges. Les gneiss sont d'un précambrien plus ancien que celui de la série des Mauges.

Ces gneiss et migmatites contiennent en divers points des reliques granulitiques (Saint-Nazaire, Saint-Brévin). Tant au cœur qu'au Sud de cet axe des gneiss, dans sa couverture de sédiments précambriens, se sont mis en place plusieurs massifs de granite porphyroïde qui ont développé à leur contact des auréoles de schistes tachetés avant d'être atteints à leur tour par le métamorphisme cado-mien et transformés en orthogneiss œillés (la Haie-Fouassière, le Pellerin, Couëron) et ortholeptynites (Sainte-Pazanne...). Des gabbros coronitiques se sont également mis en place dans cette structure. On ne sait si le métamorphisme granulitique dont ils portent la trace est antérieur ou contemporain de leur mise en place (le Pallet, Montfaucon, l'Inlière...) ;

— l'unité de Champtoceaux n'affleurant pas sur le territoire de la feuille Clisson, nous rappellerons simplement qu'il s'agit d'un ensemble plissé de terrains mésométamorphiques contenant vers sa base un niveau à reliques de granulites et d'éclogites continu sur plusieurs dizaines de kilomètres et dans sa partie médiane un massif d'orthogneiss important. Cet ensemble plonge vers l'Est de façon périclinale sous la série des Mauges. On ne sait encore si le contact des unités est normal ou tectonique. On ignore quelle est leur antériorité mutuelle. Vers le Sud l'unité de Champtoceaux paraît s'arrêter contre une faille environ N 100° E passée inaperçue jusqu'ici en raison de la rareté des affleurements et mise à jour grâce à des travaux de fondations. On la suit depuis l'Est de la gare de Vertou (la Ville-au-Blanc, feuille Nantes) jusqu'au Sud de Tournebride où son passage est jalonné par la zone de mylonites cartographiée sur la feuille Vallet ; plus à l'Est on observe les mylonites dans les vignes aux abords de la Caillerie et des Gillières. On perd sa trace faute d'affleurements aux abords du gabbro du Pallet qu'elle pourrait traverser. Elle se prolongerait alors par la faille limitant au Nord la langue des gabbros ophitiques de Tillières (feuille Clisson). Les niveaux d'amphibolites de la Haie-Fouassière situés au Sud de cet accident ne seraient donc pas le prolongement structural normal de ceux de l'unité de Champtoceaux : leurs directions sont d'ailleurs perpendiculaires. Ces jalons régionaux vont nous permettre d'aborder plus aisément l'histoire des terrains affleurant sur le territoire de la feuille Clisson.

La feuille Clisson

Les unités géologiques affleurant dans le cadre de la feuille Clisson posent quant à leur nature, à leur évolution métamorphique, à leurs relations mutuelles et à leur âge plus de problèmes qu'il n'est possible d'en résoudre. Le schéma en marge de la carte permet d'apprécier l'extension et la situation relatives des différentes unités de la feuille.

Les terrains les plus métamorphiques y paraissent être les plus anciens, ce sont :

- d'une part, les gneiss à deux micas du Nord-Ouest qui passent vers le Nord aux gneiss à biotite, sillimanite, orthoclase et muscovite, plus ou moins mobilisés, de la feuille Vallet,
- d'autre part, les anatexites à biotite, cordiérite et sillimanite de Montigné-sur-Moine—la Baconnière,
- et enfin, les gneiss du Sud (Saint-Hilaire-de-Loulay) non alumineux.

Dans les gneiss du Nord-Ouest sont interstratifiés des groupes leptynomphiboliques à serpentinites ; des gabbros coronitiques les recourent (le Pallet, l'Inlière) mais ils portent la trace d'un métamorphisme granulitique antérieur, semble-t-il, à leur mise en place et ils sont maintenant plus ou moins fortement amphibolitisés. Des granites porphyroïdes transformés en orthogneiss ocellés et leptynites les recourent également près de la Haie-Fouassière.

Cet ensemble de terrains anciens est donc complexe. On y relève la trace :

- de métamorphismes de degrés différents,
- d'une mobilisation,
- d'un plutonisme acide,
- d'un plutonisme basique complètement distinct,
- d'une phase de métamorphisme mésozonal post-plutonique.

Et nous savons par l'étude régionale précédente que toutes ces formations sont recouvertes par la série précambrienne des micaschistes des Mauges. L'homogénéité de celle-ci contraste avec l'hétérogénéité des terrains sous-jacents.

Compte tenu de la complexité de l'histoire de ces gneiss et de la variété des roches qui s'y rencontrent, il nous paraît plus logique d'y voir un socle ancien sur lequel reposeraient les micaschistes des Mauges en concordance apparente, que la partie inférieure, simplement plus métamorphique, de la même série. Mais la question n'est pas tranchée. Dans l'hypothèse d'un socle, son âge serait d'un Précambrien plus ancien que celui des Mauges. Rappelons que l'on y a découvert des reliques granulitiques hors de la feuille et au Nord-Ouest, à Saint-Nazaire, ce qui peut être aussi en faveur d'un âge ancien.

Micaschistes des Mauges. Cette série qui suit immédiatement la précédente se présente ici sous son faciès le plus métamorphique.

Du point de vue lithologique, il s'agit d'un ensemble grésopélimitique fin, de faciès flysch, contenant quelques niveaux gréseux plus grossiers, quelques niveaux quartzitiques et des horizons calcaires représentés par des amphibolites et des pyroxénites.

L'ensemble a subi un métamorphisme mésozonal (ici sommet du faciès amphibolite) qui se traduit par l'apparition ponctuelle de staurotide et la présence générale de biotite et d'almandin. L'intensité de ce métamorphisme décroît vers le Nord-Est où l'on atteint les niveaux à chlorite et séricite ; mais la réversibilité observée de la transformation biotite \rightleftharpoons chlorite paraît indiquer que des oscillations régionales se sont produites dans les niveaux atteints par cet isograde au sein de la série. C'est vraisemblablement à cet épisode métamorphique qu'il y a lieu d'attribuer l'amphibolitisation des gabbros et l'ortho-gneissification des granites sous-jacents, à des niveaux plus profonds.

Quant à l'âge de cette série, nous avons vu précédemment que la discordance du Cambrien de Cléré-sur-Layon permettait de penser que son matériel sédimentaire était précambrien et que son plissement intense était contemporain de l'orogénie cadomienne.

Événements hercyniens. Ce n'est qu'au cours du Carbonifère que la structure du socle métamorphique ainsi constitué est profondément modifiée par la mise en place de puissants massifs de granites intrusifs. Les plus anciens de cette génération paraissent être des granites calco-alcalins à biotite et hornblende sporadique aujourd'hui situés le long et au Nord de l'accident bordier du granite de Clisson. Ils sont la plupart du temps très écrasés. Les lames les moins insignifiantes sont celles du Château-Thébaud et de Roussay ; on connaît des

écailles de ce type de granites au Chardon, à la Garnière, à Fromont, au Tail. Ces gisements sont connus grâce surtout aux travaux souterrains de COGEMA (mines d'uranium).

Plus récent serait le granite de Montfaucon et surtout le batholite de Clisson, énorme masse de granite qui s'est mise en place dans l'axe même des gneiss anciens à sillimanite dont elle a pris la place en bouleversant la continuité et en n'en épargnant que des panneaux isolés. La cristallisation de la masse principale du granite porphyroïde à deux micas fut suivie de celle de leucogranites à grain plus fin, où la présence occasionnelle de sillimanite indique une cristallisation à haute température (la Dabinière : Sud de Saint-Hilaire-de-Clisson). Cette cristallisation s'est faite par étapes, muscovitisation et albitisation intervenant à un stade avancé de l'évolution, comme dans bien d'autres massifs français.

Ce cycle de granitisation se termine par la mise en place de microgranites (filons de la Fichonnière au Nord-Ouest de Torfou) et de pegmatites. (On ignore quel est l'âge de la lame de granite à grain fin qui entoure à l'Ouest le gabbro du Pallet : hercynien ?).

Il ne semble pas qu'un métamorphisme hercynien ait laissé une empreinte identifiable sur les terrains de la feuille Clisson. Par contre, sur la feuille Cholet, le métamorphisme qui affecte le complexe rhyolitique cambrien supérieur ou post-cambrien ne peut être qu'hercynien.

Secondaire. La période secondaire est marquée par la pénélplanation de la région et par la constitution de concentrations de pechblende le long de la bordure nord du granite de Clisson.

Tertiaire et Quaternaire. Les témoins de grès-quartzite attribués au Bartonien, provenant de la silicification d'une étendue sableuse littorale, *in situ* ou remaniés pratiquement sur place, s'observent uniquement à l'Ouest du méridien de Montaigu et sont actuellement situés à peu près tous à la même altitude (45 à 50 m) aussi bien au Nord (la Haie-Fouassière sur les orthogneiss), qu'au centre (le Frêne sur le batholite de Clisson), ou au Sud (la Salle, entourés par le Plio-Quaternaire, au Sud du Sillon de Bretagne). On serait tenté d'en conclure que, dans la région occidentale, il n'y a pas eu, depuis lors, d'importants rejeux tectoniques entre, d'une part, l'extrémité ouest du batholite de Clisson et d'autre part, le socle métamorphique dans lequel il s'enfonce en coin, le long des accidents qui l'encadrent.

La mer de l'Helvétien s'est avancée au moins sur le quart sud-est de la région ; ses témoins reposent sur le socle aplani. La mer du Redonien semble s'être cantonnée au Sud-Ouest de Clisson où ses dépôts se trouvent pratiquement aux mêmes altitudes que ceux de l'Helvétien. Les dépôts sablo-argileux à galets, plio-quaternaires, ont couvert une grande partie de la feuille, à l'exception du quart nord-est ; leur épaissement et la présence des dépôts redoniens dans un secteur déprimé au Sud-Ouest de Clisson ne semblent pas pouvoir être mis en relation avec un creusement par érosion différentielle car, sur cette feuille, les différences de faciès des roches du socle, en particulier entre les granites du batholite et la série métamorphique, n'ont pas d'expression morphologique, et pas davantage avec la tectonique régionale d'accidents faillés, puisque le contact faillé de la bordure nord du batholite et la grande faille du Sillon de Bretagne n'ont pas — non plus — de rôle morphologique. Il faut peut-être faire appel à des phénomènes de subsidence localisés. On remarquera l'étendue des limons éoliens quaternaires qui couronnent les interfluves, leur disparition sur les versants à pente faible des vallées, quelle que soit l'exposition de ceux-ci. Cette absence souligne l'importance des incisions fluviales quaternaires postérieures au dépôts des limons.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS LES PLUS MÉTAMORPHIQUES

M¹⁻². Anatexites nébulitiques à cordiérite-sillimanite (Montigné-sur-Moine, la Baconnière). Ces migmatites n'occupent qu'une place restreinte sur la feuille Clisson, tandis qu'elles prennent un assez grand développement sur la feuille Cholet, à l'Est. La mine d'uranium de la Baconnière (limite est de la feuille) exploitée par COGEMA permet d'en obtenir de beaux échantillons.

A l'état frais ce sont des roches gris bleuté, finement grenues (1 mm), à structure nébulitique, contenant des restites plus ou moins abondantes de gneiss à biotite et sillimanite. Sur sections sciées on voit des plages millimétriques de feldspaths blancs souvent rectangulaires se détacher sur le fond plus sombre de la roche. Des prismes millimétriques de cordiérite pinitisée se rassemblent en taches vert sombre de plusieurs centimètres qui ponctuent le fond feldspathique clair. La sillimanite généralement accolée à la biotite lui confère une teinte mauve caractéristique. Elle est parfois concentrée dans des joints.

En lames minces, à un fond de quartz et d'oligoclase se joignent quelques plages d'orthose finement perthitique, des bourgeons de myrmékite au contact des deux feldspaths, beaucoup de biotite généralement accompagnée de sillimanite en prisme fins, allongés, plutôt qu'en amas de fibrolite, ainsi que du zircon et des minéraux opaques. A ces minéraux s'ajoute presque toujours un peu de muscovite tardive. La concentration de la cordiérite en taches macroscopiques fait que ce minéral n'est pas présent dans toutes les lames minces. Sa présence est d'autant plus irrégulière en échantillons de surface que la roche est plus ou moins broyée et que la percolation des eaux d'infiltration accélère la dégradation de la pinitite en libérant de la limonite qui revêt d'une pellicule de rouille toutes les parois de la roche exposées au ruissellement. Le broyage a probablement favorisé un début de chloritisation de la biotite et une perte locale de réfringence de la sillimanite.

Ces anatexites tendent vers une structure nébulitique. En plusieurs points de la feuille Cholet, on voit que la mobilisation s'est développée dans des gneiss à biotite et sillimanite. Ce sont ces anatexites qui ont été comparées par Dhoste (1968) aux anatexites à cordiérite de « type Aubusson » connues dans le noyau arverne du Nord du Massif Central français. Elles sont ici coincées contre l'accident limitant au Nord le granite de Clisson contre lequel elles forment un compartiment de quelques centaines de mètres de large.

La mobilisation des gneiss à biotite et sillimanite entre le Landreau et Bas-Briacé (feuille Vallet sud-ouest) donne naissance à des anatexites assez semblables.

ξ_m^{3-7} . **Gneiss à deux micas, gneiss à biotite et sillimanite.** Dans le quart nord-ouest de la feuille (essentiellement) affleure une série de gneiss schisteux à biotite et muscovite. Leur foliation est parfois si serrée que la roche prend l'allure de micaschistes, mais des stries et des linéations dans les plans de foliation montrent que d'intenses déformations tectoniques peuvent être à l'origine de cet aspect. On peut observer ces roches entre Monnières et Saint-Fiacre (grotte de N.-D. de Lourdes, au bord de la Sèvre, ou traversée de la Sèvre entre Vertou et Saint-Fiacre) mais l'aspect « gneiss » n'est net que sur sections sciées perpendiculairement à la foliation, car les phyllites adhèrent fortement aux feldspaths.

Au microscope on observe : quartz, oligoclase, biotite, mica blanc (le mica blanc n'a pas été analysé, on ne sait s'il s'agit exactement de muscovite) ; gre-

nat apatite, zircon et minéraux opaques sont les minéraux accessoires les plus répandus. Le gneiss affleurant au bord de la route dans le hameau de Port-Domino (près le Pé de Sèvre) contient en plus un orthoclase perthitique et ressemble par sa structure aux anatexites précédemment décrites.

L'ensemble de cette formation s'arrête au Sud par faille contre le granite de Clisson et à l'Est contre le gabbro du Pallet. Elle ne se poursuit qu'au Nord et à l'Ouest sur les feuilles Vallet et Nantes. Elle contient sur le territoire de la feuille Clisson des niveaux interstratifiés d'amphibolites, de leptynites (la Haie-Fouassière, Monnières...) et un massif d'orthogneiss, étudiés ci-après.

Vers le Nord, ces gneiss contiennent plus d'orthoclase et J. Marchand y a découvert fortuitement dans une fouille à Bas-Briacé (feuille Vallet) de la sillimanite (1976, comm. orale). L'auteur a pu montrer, à partir de cet indice, que la sillimanite est répandue vers le Nord, sur la feuille Vallet, dans tous ces gneiss, jusqu'à une ligne E-W passant par le Landreau, où elle disparaît brusquement. Ces gneiss sont plus ou moins mobilisés en anatexites ; il n'y a pas vu de cordiérite, mais ce minéral a pu disparaître par altération.

L'examen en lames minces de ces gneiss à biotite, sillimanite et orthoclase, montre que la sillimanite est en voie de destruction : perte de relief, de biréfringence, elle évolue vers de la muscovite, presque aussi abondante que la biotite dans le gneiss. La coexistence de sillimanite et de mica blanc s'observe sur plusieurs kilomètres dans la série et l'on doit se demander si les gneiss plagioclasiques à deux micas très déformés observés sur Clisson ne sont pas le produit d'une rétro-morphose des gneiss à biotite et sillimanite de Vallet.

Y_g^2 . **Gneiss de la Vincendelière.** A l'Est du gabbro du Pallet, dans le hameau de la Vincendelière et dans une mare creusée à proximité de celui de la Sauzaie (côté ouest), affleurent des gneiss à deux micas et grenat (Y_g^2) au sein de la série des Mauges. Leurs rapports avec l'encaissant sont masqués par la végétation ; ils sont traversés à la Sauzaie par un filon de granite orienté à biotite et grenat. Ces gneiss ressemblent à ceux du Port-Domino. Dans l'échantillon de la Sauzaie, le mica blanc est réparti en amas de fines paillettes et en traînées flexueuses suggérant des pseudomorphoses d'un minéral disparu : cordiérite ? sillimanite ? Si de nouvelles données confirmaient cette interprétation ces gneiss seraient à rapprocher de ceux du Landreau. Le grenat, non déformé, paraît tardif. A côté du plagioclase maclé existe un second feldspath non maclé (potassique ?) et sans perthite.

ζY^4 . **Orthogneiss de la Ramée—la Haie-Fouassière.** Au sein de la série des gneiss à deux micas qui vient d'être décrite affleure sur 5 km de long et 500 m de large environ, selon une direction conforme à celle des gneiss encaissants, une série de bancs de gneiss œillés et leptynites étroitement associés. Ces roches cohérentes donnant de bons matériaux d'agrégats ont été et sont toujours exploitées en carrières. La plus importante exploitation actuellement active se situe à l'extrême Nord-Ouest de la feuille, à 1 km environ à l'Est du hameau de la Ramée où sont concentrées 2 ou 3 carrières jointives. La carrière principale de la Ramée a 500 m de long sur 200 m de large environ ; le front de taille a 4 gradins ; il fournit d'excellentes conditions d'observation sur plus de 50 m de verticales cumulées. La physionomie de la carrière évoluant constamment au rythme de l'exploitation, il n'est guère possible de préciser à 10 m près les points d'observation.

A l'étage supérieur côté ouest, quelques bancs massifs sont faits d'un granite porphyroïde orienté à biotite contenant de petits grains de grenat (peu fréquents). On voit au microscope que les porphyroblastes sont des cristaux de plusieurs centimètres de microcline perthitique finement moiré, entourés de

bourgeons de myrmékite. Leur matrice est faite de quartz, d'oligoclase et de microcline en individus plus petits ; la biotite brun-rouge paraît appartenir à deux générations : des paillettes de plusieurs millimètres ont leurs bords corrodés sur lesquels poussent çà et là de nouvelles petites paillettes. Cette biotite contient de nombreux prismes de zircon et de sphène ; elle est çà et là légèrement chloritisée. De beaux cristaux d'allanite métamictite sont présents (1 mm).

Ce granite, dépourvu de muscovite, est orienté. Son orientation générale est plus sensible en lames minces que sur échantillon ; elle est due à une déformation de la roche dont on peut étudier la progression. Elle s'est réalisée à une température suffisamment élevée pour que biotite et grenat ne soient pas détruits, mais partiellement recristallisés sur place, après avoir exsudé quantité de sphène. Cette déformation se fait en plusieurs étapes marquées par la fracturation des grands microclines en mosaïque de fragments plus petits, par une dispersion de ceux-ci en lignes parallèles à la linéation. Le quartz recristallise et « lubrifie » ces mouvements. La première étape conduit à un gneiss largement œillé dans lequel le quartz dessine des rubans polycristallins plaqués sur des files de biotites émietées ; les gros microclines perthitiques sont simplement déformés. Au cours de l'étape suivante les yeux de microcline s'allongent dans le sens de l'étirement et s'éloignent les uns des autres. La linéation se marque de plus en plus, le granite n'est plus reconnaissable sauf en sections perpendiculaires à la linéation. Les grands microclines s'écrasent en une mosaïque d'individus plus petits qui s'alignent en files ; la biotite suit le mouvement, mais reste biotite ; les rubans de quartz s'amincissent, recristallisent et tendent à prendre l'aspect de quartz en plaquettes. Étape ultime, la roche atteint une déformation maximum qui la transforme en leptynite. Les yeux feldspathiques disparaissent ; on peut tout au plus les localiser à de minces traînées feldspathiques légèrement renflées (1 à 5 mm), longues de 5 à 10 cm. La linéation est si forte qu'elle masque complètement les plans de foliation. La roche acquiert un débit « en crayons » ; elle est devenue une fine leptynite. Toute cette évolution se déroule dans la zone à biotite. Les affleurements montrent l'absence de transition entre ces stades de déformation, c'est en 2 ou 3 cm que l'on passe soudainement du gneiss œillé à la leptynite.

Cette carrière de la Ramée, qui constitue un remarquable exemple de la déformation d'un granite porphyroïde à biotite, grenat et allanite en climat métamorphique mésozonal, est ouverte dans une série de bancs monoclinaux redressés à 50° en moyenne. Ces bancs plongent au S.SW ; leur épaisseur va de 1 à 5 m ; ils sont dans le détail intensément plissés. Une telle déformation de granite est loin d'être unique dans la région (*) ; son intensité indique qu'elle a nécessairement aussi affecté les terrains encaissants c'est-à-dire les gneiss à deux micas.

Les bancs de cette carrière sont de nature lithologique variée ; les niveaux métriques à décimétriques d'orthogneiss alternent avec des amphibolites, des micaschistes à deux micas, des leptynites fines, des schistes tachetés (métacornéennes). L'examen au microscope montre qu'un même type lithologique recouvre des compositions minéralogiques, et vraisemblablement des origines, différentes. Les micaschistes à deux micas contiennent parfois du grenat (carrière ouest) ; de la tourmaline y est répandue ; mais certains contiennent aussi des feldspaths alcalins déstabilisés, en yeux constellés de taches de quartz, ainsi que du plagioclase. Il s'agit de pseudo-micaschistes (mylonites d'orthogneiss ?).

(*) — Orthogneiss de la Picherai près Saint-Mars-du-Désert. B. Lasnier, A. Leyrelop, J. Marchand, 1970 (feuille Ancenis).

— Orthogneiss du Pellerin—Couëron—Montbert (feuille Nantes).

— Orthogneiss de Sainte-Pazanne (feuilles Machecoul et Paimbœuf).

Dans l'avant-dernier gradin de la grande carrière, on recueille des schistes tachetés ressemblant au matériel des Mauges par leur fine granulométrie, leur aspect détritique en lames minces et les rythmes grésopélitiques qu'on y perçoit. Les taches plus claires ou plus sombres que l'on y voit, déformées en ellipsoïdes, sont recristallisées en très fins micas blancs. Ce sont des schistes ayant subi le métamorphisme de contact du granite. Dans d'autres bancs parallèles, leur cristallinité se développe et les taches sont matérialisées par des amas plans de muscovite, étirés dans le sens de la déformation maximale sur plusieurs centimètres.

Les leptynites fines associées ne contiennent (comme sur la feuille Vallet dans les Mauges) que du quartz, de l'oligoclase et de la biotite, au contraire d'autres leptynites (carrière ouest non exploitée de la Ramée), fortement plissées, riches en microcline moiré qui sont probablement des orthogneiss.

Vers le Sud-Est cet orthogneiss paraît être interrompu par une faille nord-sud, mais vers le Nord-Ouest ses bancs sont intriqués dans le groupe leptyno-amphibolique de Vertou—Nantes (feuille Nantes 7-8). Le relais s'observe dès la carrière de la Ramée où les bancs d'amphibolite ne sont pas rares.

Vers le Nord, le faciès oëillé cède le pas aux leptynites jusqu'au niveau parallèle des amphibolites de la Mercredière qui se poursuit au Nord-Ouest sur la feuille Vallet.

Au Sud les gneiss oëillés (orthogneiss) sont au contact direct des gneiss à deux micas.

Groupes leptyno-amphiboliques à serpentinites de la Haie-Fouassière.

Plusieurs niveaux d'amphibolites associées à des leptynites affleurent sur le quart nord-ouest du territoire de la feuille Clisson. Ils sont d'importance inégale mais tous sont interstratifiés de façon concordante dans les gneiss à deux micas. Les deux principaux affleurent à l'Est et à l'Ouest de la Haie-Fouassière ; on les suit en direction sur des kilomètres. D'autres passées plus restreintes sont connues entre Monnières et Château-Thébaud.

On observe en association étroite dans ces niveaux :

- des leptynites,
- des amphibolites,
- des serpentinites en gisements ponctuels qui n'occupent qu'un volume négligeable par rapport aux deux autres termes.

Les leptynites sont des gneiss fins, de teinte claire, à forte linéation leur conférant un débit « en cylindre ». Elles contiennent quartz, plagioclase, microcline parfois entamé de bourgeons de mymékite, grenat, de fines et rares paillettes de biotite. A proximité des amphibolites, la biotite cède le pas en quelques centimètres à une hornblende bleu-vert à brun-jaune-vert. Le microcline disparaît ; sphène et clinzoïsite se font abondants. On passe en quelques décimètres au gneiss à amphibole puis à l'amphibolite.

δ¹¹. **Les amphibolites** sont constituées de hornblende verte et de plagioclase en quantité variable souvent faible. A la carrière de la Ramée, elles sont ponctuées de taches plus sombres, centimétriques, qui ne correspondent à aucun minéral particulier. Cette pigmentation est-elle à mettre en rapport avec le métamorphisme de contact de l'orthogneiss ? ou avec des restites de minéraux (pyroxènes ?) ? Aucun argument ne permet actuellement d'en décider.

Λ. Des lentilles de **serpentinites** sont incluses dans les amphibolites [la Grande Noë (feuille Nantes) ; à Launay (feuille Vallet, juste au-delà des limites nord-ouest et nord de la feuille Clisson) et enfin à la Mercredière (feuille Clisson à

l'Est de la Haie-Fouassière) ; leur diamètre est compris entre 20 et 100 m ; toutes sont profondément silicifiées, les mailles d'antigorite sont pseudomorphosées par quartz et calcédoine. L'âge de cette silicification est inconnu.

A 100 m au Nord-Est de la Mercredière, le long et au Sud de la route N 148 bis, dans une vigne jouxtant un petit bois, Baret et G. de Lisle découvrirent, il y a bientôt un siècle, un gisement de *saphir étoilé*. En 1964, peu avant sa mort, G. de Lisle a conduit l'auteur sur ce gisement qui était perdu, où il a pu retrouver d'assez nombreux corindons étoilés. Le gîte est maintenant pillé et les corindons y sont devenus très rares. Des fouilles faites sur les lieux à la pelle mécanique (*) n'ont pas permis de retrouver la roche-mère du saphir. Elles ont montré cependant que, sous 4 m de terre végétale et de sables roux pliocènes, il y avait une amphibolite dont la surface enterrée était accidentée et qu'à une vingtaine de mètres au Sud de l'endroit où se recueillent les saphirs, un pointement (50 m de diamètre) de serpentinite silicifiée était sub-affleurant, formant une légère éminence. On ne connaît aucun échantillon de la roche ayant renfermé ce corindon. De petits amas de muscovite adhérent à un groupement de cristaux de 2 à 3 cm laissent à penser qu'il pouvait s'agir d'une roche feldspathique : une plagioclase à corindon dont l'existence s'expliquerait par la présence de la serpentinite. Plusieurs gisements en sont décrits par l'auteur dans les serpentinites du Haut-Allier (Massif Central français) où il semble que la cristallisation de ces roches exceptionnelles soit liée à un métamorphisme de très haut degré (faciès granulite) de l'encaissant. Nous aurions à la Mercredière une restite d'un tel épisode catazonal.

Par ses paragenèses actuelles, l'ensemble de ces groupes leptyno-amphiboliques appartient à la mésozone ; si granulites il y eut, elles seraient maintenant rétro-morphosées.

L'existence de ces groupes leptyno-amphiboliques appelle encore deux questions :

- sont-ils d'origine ortho ou para ? En l'absence d'étude géochimique, il n'est pas possible de répondre à cette question,
- quels sont leurs rapports avec le groupe basique de la nappe de Champtceaux ? Des éléments de réponse à cette question ont été proposés dans le paragraphe consacré à l'histoire géologique.

d⁰¹¹. **Gabbros coronitiques de l'Inlière.** Ces roches ont été étudiées par B. Lasnier (1970) à qui est empruntée leur description. Une étroite bande de roches gabbroïques parfois coronitiques se suit le long de la bordure nord du granite de Clisson—Mortagne, depuis la région de Château-Thébaud, l'Inlière, le Chardon jusqu'à la région des Quatre-Étalons—la Bretellière à l'Ouest de Saint-Macaire-en-Mauges (feuille Cholet). Cette bande discontinue ne dépasse pas en épaisseur 1 km. Les gabbros et les pyroxénolites qui la composent sont souvent totalement ouralitisés, mais les structures magmatiques sont encore aisément reconnaissables. Ces roches sont parfois très riches en minerais (l'Inlière) ; elles sont nettement orientées (*flaser gabbros*) ; elles ont un aspect plus clair que celui du gabbro du Pallet ; les minéraux néoformés s'y discernent à l'œil nu.

En lame mince la structure est subophitique à doléritique, le grain est fin ou moyen (1 à 10 mm). Des termes coronitiques montrent des structures classiques autour des minerais et des pyroxènes au contact des plagioclases, on y observe les minéraux suivants (au Chardon) :

(*) L'auteur remercie Mme Ters, grâce à qui il a pu disposer d'un engin et M. Kerneis, président honoraire de l'université de Nantes, qui a bien voulu accorder l'autorisation de détériorer ses vignes.

- reliques d'OPx (*) craquelé envahi de minéraux limoniteux bruns,
- auréole interne d'ouralite vert clair à incolore,
- auréole externe d'ouralite bleu-vert à vert-brun foncé,
- auréole externe de grenat, parfois discontinue ou absente dans la même lame ; le grenat poecilitique présente des faces vers le plagioclase.

Les deux premières auréoles peuvent manquer et l'on a alors des OPx séparés du grenat par un liseré de quartz. Dans les coronites de la région du Chardon, les couronnes se cantonnent strictement aux minerais et aux pyroxènes. La première auréole de grenat à apparaître se situe autour des minerais ; celle des pyroxènes suit et l'on observe la réaction : $OPx + An \rightarrow \text{grenat} + \text{quartz} + \text{minéral X (CPx (*) ouralitisé ?)}$.

On observe là un type de couronne élaboré lors d'un métamorphisme de haut degré, à la limite du degré moyen (limite faciès granulite—amphibolite) puis affecté par une amphibolitisation généralisée finale dans laquelle les auréoles disparaissent et qui transforme le gabbro en amphibolite « banale ».

Sur le terrain il n'est pas possible d'observer les relations de ces gabbros avec les gneiss encaissants, on voit seulement que leurs foliations sont concordantes.

Au Chardon, ces gabbros constituent des écaillés de quelques dizaines de mètres pincées dans la zone broyée existant entre granite de Clisson et gabbro du Pallet. Ces écaillés de gabbros, visibles uniquement dans la mine d'uranium, voisinent avec des écaillés du granite calco-alkalin à biotite et hornblende type Fromont.

θ^{2-3} . Gabbro coronitique à olivine du Pallet, de Montfaucon ; faciès doléritiques de Tillières. Le gabbro du Pallet est l'une des unités géologiques principales de la feuille Clisson. Ses contours dessinent un quadrilatère aux sommets arrondis dont le diamètre va de 9 à 11 km. Au Sud il est interrompu par l'accident bordier nord du granite de Clisson qui lui est postérieur. A l'Est et au Nord, il est en contact avec la série des Mauges ; à l'Ouest, il est séparé du groupe des gneiss à deux micas de Monnières par une lame de granite à grain fin qui prend un développement laccolitique sur la feuille Vallet. Un diverticule orienté E-O paraît « s'échapper » du massif principal en direction de Tillières vers l'Est ; sa largeur n'excède pas 1 km, son contact nord est faillé. Le contact est du massif du Pallet avec la série des Mauges est presque entièrement masqué par des formations superficielles, mais la direction générale des foliations de cette série paraît buter perpendiculairement contre le gabbro (par faille ?). Le contact nord (feuille Vallet) est au contraire concordant dans l'ensemble mais masqué par les recouvrements. A l'Ouest, les gneiss de Monnières ont une direction nord-sud épousant le contour du gabbro.

Les cartes gravimétriques (en densité 2,7) ne montrent pas d'anomalie positive calquée sur les contours du massif du Pallet, comme l'on pourrait s'y attendre, sachant que les roches qui le composent ont des densités voisines de 2,90. Cette caractéristique fondamentale devrait servir de guide pour l'interprétation du massif ; elle indiquerait qu'il n'est pas « enraciné », c'est-à-dire qu'il ne présente pas une masse suffisamment puissante et profonde pour engendrer une anomalie positive appréciable.

Les roches de ce massif sont de coloration très sombre et souvent d'apparence holomélanocrate ; cette coloration est due :

- à la teinte foncée des pyroxènes riches en minéraux de démixtion (figures de Schiller),

(*) OPx : orthopyroxène ; CPx : clinopyroxène.

— à la teinte brune et gris violacé des plagioclases (*clouding*, malgachitisme).

Ce massif de gabbro fut rendu célèbre par les études détaillées de A. Lacroix (1887, 1889, 1899, 1918) qui y mentionne l'existence de structures coronitiques autour des olivines. A. Brillanceau (1964) montra qu'il est possible de délimiter des secteurs dans lesquels ces structures sont plus ou moins développées. B. Lasnier (1970), à qui est empruntée cette description, précisa la minéralogie des couronnes qui comportent autour de l'olivine :

- une auréole interne d'OPx, en fibres radiales centripètes mal définies,
- une auréole externe à deux constituants en association symplectitique (une amphibole ou un pyroxène presque incolore et un spinelle vert en bouquets de canalicules arborescents divergeants vers l'extérieur).

L'auréole interne se développe jusqu'à remplacer totalement l'ancien grain d'olivine. On n'observe pas de grenat lié à ces couronnes. D'autres couronnes existent aussi dans la même roche autour des minerais et des pyroxènes primaires (auréoles de hornblende brune et de biotite brun-rouge) ; elles ont été décrites par A. Lacroix.

Si A. Lacroix liait le phénomène coronitique observé ici à des processus purement magmatiques, B. Lasnier le rapporte à un métamorphisme de haut degré « granulitique » subi par cette roche, car la structure de recuit (en pavés) partout observée à la périphérie du massif et autour des enclaves emprisonnées au sein du massif, témoigne d'un événement métamorphique. La mise en place de ce massif serait, selon B. Lasnier, postérieure ou contemporaine du déclin d'un épisode métamorphique, de type catazonal, ayant affecté la série encaissante. L'ensemble serait ensuite rétomorphosé au niveau du faciès amphibolite... « Le corps principal du massif gabbroïque n'est que peu affecté par cette rétomorphose ». Puis une granitisation pénètre profondément le massif à la faveur d'un réseau compliqué de fissures et de diaclases. Les pegmatites graphiques et les filons granitiques sont remarquablement développés et résistent mieux à l'altération superficielle qui affecte profondément le gabbro. Celui-ci est débité en blocs arrondis extrêmement durs (« rubis ») conservés dans l'arène gabbroïque brune remaniée en surface par les cultures. Ces roches acides sont souvent, de ce fait, les seuls éléments pétrographiques consistants observés en surface et leur extension réelle a pu être abusivement extrapolée. La rareté des restites granulitiques dans cette région conduit cependant à se demander si une hypothèse intermédiaire attribuant la coronitisation de ce gabbro à un processus tardi-magmatique en climat granulitique suivi de la mise en place définitive à un niveau supérieur de l'écorce, ne rendrait pas mieux compte des faits observés.

Le gabbro du Pallet contient très localement d'assez nombreuses enclaves. Elles ne peuvent s'observer que dans les rares zones dégagées de tout recouvrement éluvial et ne sont pas cartographiables à 1/50 000. A. Lacroix (1899) qui les a étudiées le premier distinguait dans les parties noritiques du gabbro :

- des enclaves schisteuses,
- des enclaves rubanées,

(carrière de Prineaux maintenant abandonnée, au Sud-Est du Pallet, en bordure de la Sèvre).

Ces enclaves « passent insensiblement aux norites qui les englobent ». « D'extrêmes variations s'observent dans leur composition, selon les proportions relatives de plagioclase, de cordiérite, d'hypersthène et de spinelle vert qui les constituent ». Les enclaves schisteuses sont riches en graphite. « Les schistes amphiboliques sont assez fréquents sous forme de lambeaux au milieu du

gabbro ou à sa bordure, ... beaucoup de ces schistes amphiboliques doivent leur origine à un écrasement du gabbro ».

A Montfaucon et entre cette localité et Saint-Germain-sur-Moine au Nord, affleure un gabbro, satellite probable du massif du Pallet. Il s'y trouve des zones coronitiques et surtout un chevelu de filons microgrenus basiques et peut-être de paléolaves à structure porphyrique dont on recueille des échantillons isolés dans les champs. La rareté des affleurements ne permet pas d'en percevoir les rapports mutuels.

GROUPE MÉTAMORPHIQUE MÉRIDIONAL

ξ³⁻⁷. **Gneiss de Saint-Hilaire-de-Loulay à biotite et orthoclase.** Au Sud-Ouest de la feuille, affleure dans la vallée de la Maine un panneau de gneiss à biotite, plagioclase et orthoclase sans silicates d'Al, entièrement isolé dans le granite, à l'Ouest de Saint-Hilaire-de-Loulay. Ces gneiss apparemment indemnes de déformation diffèrent complètement en cela de ceux de Saint-Fiacre, au Nord. Ils représentent la terminaison septentrionale d'un niveau affleurant sur la feuille Montaigu, non encore levée. Ces gneiss « contiennent », à l'extrême bord sud de la feuille, un panneau d'*amphibolites massives* ($\mu^{\delta 11}$) (anciens gabbros ?) qui prennent un plus grand développement sur la feuille Montaigu (carrières en exploitation du Pont-Légé). Ce n'est que lors des levés de cette feuille qu'il sera possible de préciser l'origine et la signification de ces niveaux basiques.

Vers l'Ouest, les gneiss fortement métamorphiques de Saint-Hilaire-de-Loulay disparaissent sous des formations superficielles épaisses de plusieurs mètres. Au-delà du bord ouest de la feuille Clisson les plus proches formations affleurantes du socle sont des chloritoschistes (les Rambaudières) considérés comme briovériens. Les relations entre ces chloritoschistes et les gneiss de Saint-Hilaire-de-Loulay sont inconnues. Le granite de Clisson, lui, recoupe ces gneiss et leur est postérieur.

SÉRIE DES MAUGES

ξ². **Micaschistes à biotite, muscovite, grenat.** Le quart nord-est de la feuille est occupé en majeure partie par une série de micaschistes à deux micas, de grain fin (0,1 mm), interstratifiés d'amphibolites à épidote, de pyroxénites, et aussi de niveaux gréseux plus grossiers (1 mm). Dans l'ensemble ces micaschistes ont un caractère plus grauwackeux que pélitique ; ils sont plissés en plis aigus monoclinaux (pendages voisins de 45°) ; leur structure finement litée et rythmée porte la trace de ces déformations. Cette série est interrompue vers le Sud par le granite de Clisson et vers l'Ouest par le gabbro du Pallet. Elle est recoupée au Sud-Est par le granite de Montfaucon.

Au microscope on y voit des rubans de quartz polycristallins, de l'oligoclase ou parfois de l'albite plus ou moins déformés, de la muscovite ; la biotite qui contient une quantité notable de zircon est en voie de décoloration et sa biréfringence baisse : elle se chloritise. Plus on se déplace vers le Nord-Est, plus cette tendance s'affirme. Sur la feuille Chemillé, la chlorite l'emporte sur la biotite mais des plages de biotite s'observent au sein de la chlorite. Cette coexistence biotite — chlorite pose le problème du sens de déplacement de l'équilibre. Est-on dans une série biotitique en cours de rétro-morphose généralisée, ce qui paraît être le cas lorsqu'on fait une coupe du Sud-Ouest vers le Nord-Est, ou au contraire dans une série chloriteuse subissant un métamorphisme pro-

grade ce qui semble vérifié lorsque l'on fait la coupe en sens contraire ? La répartition de la biotite en taches de fins cristaux dans les plans de schistosité des chloritoschistes (vallée à l'Ouest de la chapelle du Genêt, feuille Chemillé) est un argument en faveur d'un métamorphisme prograde de la série. Les rapports géométriques biotite-chlorite observés au microscope conduisent souvent à une interprétation rétromorphique. Cette ambiguïté ne reflète peut-être que des oscillations dans le cycle métamorphique responsable de la genèse des schistes et micaschistes des Mauges. En tous les cas, c'est à l'Ouest que le degré de métamorphisme de ces micaschistes est le plus élevé. L'auteur a découvert le staurotide dans des faciès grésopélitiques à la Méchenaudière (1 km à l'Est de Vallet, limite des feuilles Vallet et Clisson, mais sur Vallet), ce qui précise la polarité métamorphique de la série.

Les rapports de ces micaschistes avec les gneiss à biotite et sillimanite sous-jacents ont été étudiés avec l'histoire géologique de ces terrains.

Signalons que vers le Sud, à la sortie ouest de Saint-Crespin-sur-Moine, les faciès détritiques sont plus grossiers qu'au Nord ; ils ressemblent à des gneiss, mais leur examen au microscope montre qu'il s'agit de faciès détritiques grossiers à plagioclase et deux micas apparentés à la série des Mauges.

§2. **Gneiss de Saint-Germain-sur-Moine.** Autour du stade de Saint-Germain-sur-Moine, à proximité de l'église, non loin de la limite du granite de Montfaucon, les micaschistes de la série des Mauges prennent l'aspect massif de gneiss fins, sombres, chargés de biotite. Ils sont recoupés par des filons de dolérite et ressemblent à des cornéennes. L'examen en lame mince montre un certain litage de la roche où des lits plagioclasiques à biotite seule (avec quartz) alternent à l'échelle centimétrique avec des lits plus fins à deux micas. La proximité du granite de Montfaucon ou celle des dolérites a peut-être induit localement un métamorphisme de contact dans la série des Mauges.

δ_{M}^{11} , δ_{P}^{11} . **Amphibolites à plagioclases, pyroxénites à diopside.** Des niveaux d'amphibolite à plagioclase sont interstratifiés çà et là dans les micaschistes plagioclasiques ; ils forment des bancs atteignant quelques dizaines de mètres d'épaisseur, qui peuvent se suivre sur plus d'un kilomètre de long notamment aux abords de Saint-Crespin-sur-Moine, à l'Ouest de Saint-Germain-sur-Moine et au Sud de la Guiltière. Ce sont des roches à grain fin (0,1 mm).

En lames minces des prismes ténus de hornblende brune à brun-vert et de l'andésine forment le fond de la roche. Le sphène et un minéral opaque qui est probablement de l'ilménite sont abondants et omniprésents. La zoïsite est localement abondante ; on a alors des amphibolites à épidote et plagioclase. L'apatite est constante. La linéation de minéraux est marquée.

Un échantillon récolté dans une tranchée ouverte temporairement le long de la mairie de Saint-Crespin-sur-Moine a montré en lames minces des lits centimétriques de diopside alternant avec la hornblende brune à brun-vert. Il y a donc dans ces niveaux basiques des pyroxénites à diopside mêlées aux amphibolites à plagioclase et épidote. De par leur chimisme, ces niveaux représentent le pôle le plus calcique de la série lithologique ; ils sont l'équivalent par exemple des niveaux calcaires affleurant dans la carrière abandonnée du Petit Coin, à l'Ouest de Beaupréau (feuille Chemillé). Quant à leur degré de métamorphisme, ces niveaux sont équilibrés dans le faciès amphibolite ; ils représentent ce qu'il y a de plus métamorphique dans la série des Mauges, au même titre que les micaschistes à staurotide déjà cités, pour une autre composition chimique. Ils se distinguent par là, des schistes calcaires de Beaupréau dont le métamor-

phisme ne dépasse pas le faciès schistes verts. Cette constitution calcique et l'alternance fine de lits à diopside et de lits à hornblende pourraient faire penser à une origine sédimentaire marneuse de ces niveaux.

q. Rhyolites dans la série des Mauges. A l'Est de Montfaucon (Marquet), entre Saint-Germain-sur-Moine et Saint-Crespin-sur-Moine, à Livois et à la Chenillère, les micaschistes de la série des Mauges contiennent de minces niveaux ou filons de rhyolite, concordants, semble-t-il, avec la schistosité générale. A Livois, la roche est de teinte blanc jaunâtre clair, diaclasée parallèlement à la schistosité de l'encaissant, à grain très fin. Elle affleure dans une mare et n'est visible que lors des basses eaux. Le filon paraît avoir une dizaine de mètres d'épaisseur. C'est une roche semblable qui affleure dans une petite carrière au Nord de la Chenillère, presque en prolongement de la précédente.

Au microscope la pâte de la roche apparaît finement recristallisée, des biotites décolorées marquent une orientation fruste. Quelques phénocristaux d'orthose, de plagioclase et de quartz sont dispersés çà et là dans ce fond ; certains sont fracturés et les fractures sont cicatrisées par les fins cristaux de la matrice. La recristallisation de cette rhyolite paraît être d'origine métamorphique, il ne s'agit pas d'une dévitrification naturelle.

Peut-il y avoir des rapports entre ces filons et les rhyolites dites de la Romagne (feuille Cholet) qui affleurent à 10 km de là à l'E.SE ? Il n'est pas possible de l'affirmer car des masses continues de granite plus jeunes : granite de Rous-say et de Montfaucon séparent les deux formations.

GRANITES

Les deux tiers environ de la surface de la feuille sont occupés par des granites. Ceux-ci appartiennent à une unité principale : le batholite de Clisson—Mortagne et à des massifs moins étendus : granites de Château-Thébaud, de Fromont, de Montfaucon et autres filons de moindre importance.

^pY1-2. **Granite de Clisson—Mortagne.** Il s'agit d'un batholite complexe qui s'étend sur le territoire de plusieurs feuilles à 1/50 000 (Clisson, Cholet, Montaigu, les Herbiers...). Sur la feuille Clisson, le type moyen est un granite rose clair porphyroïde à gros grain, contenant biotite et muscovite. Il est plus ou moins orienté dans sa masse. Ses contacts avec l'encaissant sont faillés. Ce batholite a fait l'objet d'études détaillées, notamment géochimiques, car il est porteur d'uranium et trois exploitations minières de cet élément en jalonnent ici le contact nord. Ce sont d'Ouest en Est les mines du Chardon, de l'Ecarpière, de la Baconnière. Un mémoire de J.-P. Renard (Nancy, 1969), d'où sont extraites certaines données de cette description, présente la synthèse de ces travaux.

L'âge absolu de ce massif a été déterminé par la méthode Rb-Sr : il est de 300 M.A., c'est-à-dire hercynien (Sonet, 1968).

Au microscope, un échantillon du type moyen provenant de Clisson montre une composition minéralogique simple :

- le quartz dessine une fine mosaïque orientée ; ses cristaux sont étirés ;
- le feldspath potassique est un microcline quadrillé à tendance automorphe maclé Carlsbad. Il est poecilitique, perthitique, en quantité comparable ou supérieure à celle du plagioclase ;
- le plagioclase est un oligoclase basique zoné (An₁₂ en périphérie à An₂₈ au cœur des plages) ; des myrmékites se développent au contact du microcline ;
- la biotite est groupée en traînées orientées, des apatites globuleuses lui sont associées ; la muscovite, moins abondante que la biotite, l'entoure parfois.

L'analyse chimique de ce granite a donné :

SiO ₂	71,4	CaO	1,2
Al ₂ O ₃	14,5	Na ₂ O	3,4
Fe ₂ O ₃	2,2	K ₂ O	4,7
total			
MnO	0,04	TiO ₂	0,25
MgO	0,5	PF	0,8

A l'extrémité est de la partie du batholite affleurant sur la feuille, le granite porphyroïde orienté à deux micas perd son caractère porphyroïde et subit une albitisation ; il acquiert une composition silico-sodique. L'extension de ce faciès albitisé a été reportée sur la feuille d'après les levés COGEMA. Ce faciès serait, selon J.-P. Renard, le résultat d'une transformation particulière de la zone apicale du massif sous l'influence des processus d'altération post-magmatiques.

Du point de vue structural, ce granite est rarement tout à fait équiant dans sa masse. Son orientation a fait l'objet de relevés précis synthétisés par J.-P. Renard dans des cartes inédites à 1/50 000. La partie de ces documents intéressant Clisson nous a été aimablement communiquée par COGEMA (siège de Mortagne), elle est transcrite sur cette feuille. Cette orientation est contemporaine de la mise en place du batholite d'orientation générale E—W à NW—SE ; elle dessine une vaste charnière au niveau de Boussay. J.-P. Renard note que « vers le Nord-Est, l'orientation disparaît sur une distance hectométrique à décamétrique avec l'effacement simultané du caractère porphyroïde ; on passe au faciès albitisé à muscovite ».

A proximité des deux accidents majeurs qui le longent ou le traversent : la faille bordière nord, de direction E-W, et le Sillon de Bretagne qui le traverse au Sud-Ouest en direction NW—SE, ce granite acquiert par laminage une foliation très prononcée. La déformation de la roche donne naissance à des mylonites œillées dans lesquelles le quartz dessine des lanières qui contournent des yeux étirés de microcline quadrillé. La biotite est détruite.

L'étude en mine, jusqu'à 300 m de profondeur, de la géométrie de l'accident bordier nord du granite montre qu'il est très redressé, mais que le granite est toujours plus ou moins chevauchant vers le Nord sur les formations métamorphiques, dont il est souvent séparé par une lame d'un granite à biotite et amphibole (granite de Château-Thébaud, Fromont, Roussay...). A l'approche de la faille, sa structure s'oriente jusqu'à donner à la roche un aspect d'orthogneiss.

γ1-2. Leucogranites dans le batholite de Clisson. Au sein du granite porphyroïde moyen à grain centimétrique, il existe des îlots ou des « passées » d'un granite à grain plus fin et toujours à deux micas. Dans une petite carrière abandonnée à l'Ouest des fermes de la Dabinière (au Sud de Saint-Hilaire-de-Clisson), le leucogranite à deux micas contient de la sillimanite en aiguilles microscopiques incluses dans le feldspath potassique (déjà signalée par J.-P. Renard). Probablement associée à ces leucogranites, il existe de la topaze qui ressort dans les fonds de batée entre la Bruffière et Cugand (études B.R.G.M.).

„γ. Microgranites et pegmatites dans le batholite de Clisson. Au Nord-Ouest de Torfou (carrière abandonnée au Nord de la Fichonnière, maintenant dépôt d'ordures), des filons de plusieurs dizaines de mètres de puissance d'un microgranite rosé compact ont été exploités comme matériau d'empierrement. L'aspect macroscopique de la roche est celui d'un microgranite à lattes d'orthose rose saumon de 1 à 2 cm se détachant sur un fond brunâtre finement grenu. Des bouffées pegmatitiques nombreuses forment des taches roses çà et là sur le front de taille abandonné.

Au microscope, la structure de la roche apparaît moins nettement microgrenue que sur échantillon, car la pâte est assez largement cristalline pour un microgranite. J.-P. Renard a décrit, en plus des minéraux normaux du microgranite (quartz, plagioclase, orthose, deux micas) des amas d'aiguilles de sillimanite ponctuant certaines plages de muscovite. L'auteur a pu confirmer cette observation. Par contre, il n'a pas retrouvé « l'alternance de bancs de granite gris à grain microgrenu, qui alternent à l'échelle du mètre avec du grain (sic) porphyroïde à gros grain ». Toute la carrière a paru ouverte dans le microgranite.

Y³. Granite à biotite et hornblende de Château-Thébaud, le Chardon, Fromont, Roussay... Le long du contact faillé nord du batholite granitique de Clisson affleure un granite différent par sa composition minéralogique du granite porphyroïde à deux micas de Clisson. C'est un granite gris, à grain centimétrique, à biotite, où la hornblende est présente çà et là, ce qui lui confère une tendance calco-alkaline franche. Ce granite est connu sous divers noms le long du contact nord du batholite : granite de Château-Thébaud, du Chardon, de Fromont—la Garnière ; il reparait à l'Est de Pont-de-Moine où il forme l'extrémité ouest du granite dit de Roussay sur la feuille Cholet.

Il s'agit de laccolites et de lames allongées dans la fracture bordière nord du batholite de Clisson ou entre deux failles est-ouest parallèles. Cette situation fait que ces granites sont généralement écrasés, mais des amandes intactes de toutes tailles sont préservées au sein des mylonites. Les exploitations souterraines d'uranium du Chardon, du Tail, de l'Écarpière et les nombreux forages traversant la faille bordière du granite de Clisson ont permis d'en vérifier la présence.

Les contacts entre ces granites et le batholite de Clisson sont toujours faillés, comme avec le granite de Montfaucon. Leurs relations mutuelles sont donc inconnues.

Y². Granite de Montfaucon. L'agglomération de Montfaucon est construite à l'Est sur un gabbro déjà décrit, à l'Ouest sur un granite à biotite qui entoure le gabbro de toutes parts, sauf au Sud où granite de Montfaucon et gabbro s'arrêtent contre une faille est-ouest passant à peu près sous le lit de la Moine à l'Est de Montfaucon. Entre cet accident est-ouest et la faille bordière nord du granite de Clisson qui lui est parallèle, vient se pincer l'extrémité occidentale écrasée du granite de Roussay (feuille Cholet).

Au méridien de Montfaucon trois granites se succèdent donc du Nord au Sud : celui de Montfaucon, celui de Roussay, celui de Clisson ; encore plus à l'Est, une quatrième unité s'intercale entre granites de Roussay et de Clisson : l'étroit compartiment écrasé des anatexites à cordiérite et sillimanite de la Baconnière.

Le granite de Montfaucon est un granite à biotite à grain moyen, de couleur rosée. La roche est écrasée à l'approche des grands accidents est-ouest qui la limitent au Sud, et ceci sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Vers le Nord, il s'étend jusqu'aux abords de Saint-Germain-sur-Moine ; à l'Ouest comme à l'Est son contact est intrusif dans les micaschistes de la série des Mauges. Son contact est s'observe sur le territoire de la feuille Cholet en limite de Clisson.

Ce massif est le plus occidental d'un ensemble de petits massifs granitiques affleurant au Nord du batholite de Clisson, sur la feuille Cholet ; leur chronologie relative est encore mal connue.

Y^{1-2P}. Granite du Pallet. Le gabbro du Pallet est longé à l'Ouest par une lame étroite d'une à quelques centaines de mètres d'un granite à grain fin qui

vient à son contact et se rattache en continuité vers le Nord à un laccolite affleurant sur la feuille Vallet. C'est un granite de teinte claire, à grain fin, à deux micas. Il semble que ce soit ce granite qui injecte de nombreuses diaclases de la périphérie du gabbro. D'abondantes pegmatites graphiques à microcline rose lui font cortège au sein du gabbro.

γ_g^2 . **Granite de la Sauzaie.** Un filon de granite affleure à même le sol du chemin dans le hameau de la Sauzaie au Sud-Ouest de Tillières. C'est un granite à biotite et grenat, orienté, à grain moyen qui recoupe, semble-t-il, les gneiss et micaschistes des Mauges encaissants. Vu le manque d'affleurements, il n'est pas possible de rattacher ce granite à une unité régionale.

Mylonites de Montaigu—Remouillé. La grande zone broyée du « Sillon de Bretagne » traverse en diagonale le quart sud-ouest de la feuille Clisson, entre Aigrefeuille-sur-Maine et Treize-Septiers. Au Nord-Ouest, elle est jalonnée par des brèches de quartz et des granites broyés, mais à partir de Remouillé, cet accident se dédouble, sa branche est se dirigeant vers Treize-Septiers, sa branche ouest passant à 3 km environ à l'Est de Montaigu. Le tout est encastré dans le batholite granitique de Clisson.

Entre ces deux accidents se place un compartiment épais de mylonites. Les affleurements y sont rares ; côté Remouillé on en observe entre la Pierre Blanche et la Bourmalière, ainsi qu'à Écormard en bord de Maine. Côté Treize-Septiers une carrière située le long de la D 86 en limite sud de la feuille permet de bonnes observations. Entre ces deux points, ce ne sont que des pierres éparses dans les prés et les champs ou des affleurements dans des fossés qui permettent de jalonner le niveau. Le degré d'écrasement est tel qu'il est difficile de déterminer la nature de la roche écrasée. La feuille Cholet à 1/80 000 figurait un panneau de « schistes briovériens X ». Il semble qu'il y ait aussi des granites écrasés. D'autre part, les « schistes » écrasés appartiennent-ils à la série des Mauges ou à l'ensemble des gneiss de Monnières ou aux schistes du Sud affleurant sur la feuille Montaigu ? Cette question ne peut être actuellement tranchée. Disons que dans la mouture de quartz, plagioclase, chlorite, biotite décolorée, séricite, grenats qui constitue la roche, il semblerait que l'on puisse reconnaître plutôt les faciès micaschisteux des Mauges.

Autres mylonites. La plupart des grands accidents cassants qui traversent la feuille sont soulignés par d'épaisses zones de mylonites (100 à 1 000 m) précédées, ce qui est particulièrement visible dans les granites, par des zones de près d'1 km parfois, à structure orientée d'origine tectonique. Au sein même des zones d'écrasement maximum, des masses de granite peu déformé peuvent subsister. La mine d'uranium du Chardon a permis d'en observer de beaux exemples à 300 m de profondeur. A l'Ouest de Monnières, on peut observer un filon de quartz de 5 cm d'épaisseur pris dans un accident et entièrement feuilleté, ce minéral prenant l'aspect de barytine laminaire.

FORMATIONS TERTIAIRES

Éocène

e6-7. **Bartonien (?). Grès siliceux, quartzites et grès quartzitiques (grès à Sabales, grès à Spongiaires).** Ils sont localisés à l'Ouest du méridien de Montaigu et se présentent sous deux formes : en galets de tailles diverses et même en blocs, usés, polis, incorporés dans la formation plio-quadernaire ; en grandes dalles de plusieurs mètres cubes, épaisses parfois de plus de deux mètres ;

compte tenu de leur taille exceptionnelle et de leur position culminante certaines dalles de quartzites peuvent être considérées comme presque en place.

Au Sud-Est de la Haie-Fouassière, aux environs immédiats du moulin du Breil, affleurent des blocs de plusieurs mètres de long et de quelques décimètres d'épaisseur de grès contenant des Spongiaires silicifiés. Par analogie avec des grès à Spongiaires connus dans le bassin tertiaire de Saffré au Nord de Nantes, il serait possible de rapporter cette formation au Bartonien. Au Breil ces grès marins représentent un horizon ancien disloqué dont les fragments s'étendent bien au-delà vers le Nord sur la feuille Vallet où de semblables dalles ont été localisées au Sud des marais de Goulaine. Ces grès sont généralement mêlés à des sables.

A la Chaumière, les sables prélevés sur la face inférieure de dalles de grès incomplètement quartzifiées sont purement quartzeux et les quartz sont très émoussés jusqu'au 4^e ordre, et tous EL, ce qui les distingue des sables plio-quadernaires, moins arrondis et pas tous EL dans le secteur. Il s'agit là sans aucun doute de sables marins. Dans ces grès, le ciment est constitué par des quartz de néogène, petits (dixième de mm) à faces planes (J.-C. Flageollet, 1977).

Au Frêne, la quartzification affecte une séquence détritique qui comprend :

— au sommet, un cailloutis de gros quartz émoussés, surmonté par un épais banc de sables de plus en plus fins. Ce sont des sables quartzeux, émoussés et arrondis du premier au 4^e ordre, ce qui confirme l'observation précédente sur le façonnement marin des sables de la plupart de ces quartzites ; à côté du faciès grès existe fréquemment un faciès poudingue, également fortement silicifié ;

— à la base, des sables argileux ; les quartz accompagnés de rares muscovites sont pris dans une pâte siliceuse qui donne à la roche un aspect bréchique ; il y a des quartz peu usés et des quartz émoussés, c'est un mélange de sables émoussés, avec une altérite argileuse remaniée. On est donc conduit à se demander si cette altérite argileuse remaniée n'est pas la même que celle qui est observée sous les formations plio-quadernaires (cf. altérites et arènes remaniées à la base des formations à galets), d'autant plus qu'en certains points (le Tremblay, la Jaunaie...), l'altérite argileuse renferme des grès quartzites, en blocs ou en galets, qui représentent peut-être des silicifications ponctuelles intraformationnelles, auquel cas il conviendrait d'envisager un âge beaucoup plus ancien que celui qui a été retenu ici (plio-quadernaire) pour le remaniement de ces altérites.

Quoi qu'il en soit il s'agit donc de silicifications variées : quartzites vrais, grès quartzites, quartzites grès, et de silicifications superficielles ; au Frêne, on observe des traces de tiges végétales, comme dans les grès d'Anjou. Ces grès quartzites sont assimilés généralement aux grès à *Sabalites andegavensis* bartoniens.

Miocène, Pliocène

m2a. Helvétien. Faluns, calcaires bioclastiques. Plusieurs gisements ont été découverts au cours du levé. L'Helvétien se présente sous un faciès de calcaire de type tantôt « savignéen », tantôt « pontilévien ». L'épaisseur maximale des dépôts est faible (1 à 4 m). Leur altitude augmente d'Ouest en Est : 30 m à la Paudière, 40 m à la Monérière, 45 m à Tillou, 57 m pour le bassin de Bois-Chalons—Tournelièvre, 60 m en surface à Treize-Septiers et 75 m au Cléon à l'Ouest de la Bruffière. De surface plane et d'étendue le plus souvent restreinte, ces faluns comblent de petites cuvettes ou tapissent le fond de vallées pré-

helvétiques creusées dans le granite. Ces dépôts sont encadrés par de très faibles reliefs du socle (moins de 15 m).

Toute la faune rencontrée, constituée principalement par des Bryozoaires, est caractéristique des faluns helvétiques de l'Ouest de la France.

Région de Saint-Hilaire-de-Clisson. A la Paudière, en Gorges ($x = 323,5$; $y = 238,3$), à l'Ouest de Clisson, des calcaires fossilifères comblent une petite dépression du socle. Ils contiennent en abondance des Bryozoaires et des Échinides (*Scutella faujasi* DeFrance). De type « savignéen », ces faluns n'ont pas plus de 1,50 m d'épaisseur et reposent sur le socle granitique.

A Tillou, en Saint-Hilaire-de-Clisson ($x = 324,3$; $y = 235,5$), existe une cuvette de calcaire et de sable falunien. De type « pontilévien », ces faluns contiennent :

- des Bryozoaires : *Biflustra falunica* Buge, *Idmidronea atlantica* [(Forbes) Johnston], *Tremopora radificera* (Hincks), *Porella mutabilis* Canu et Lecoindre,
- des Bivalves : *Chlamys (Manupecten) fasciculata* (Millet), *Barbatia (Barbatia) barbata* (Linné), *Ostrea edulis boblayei* Deshayes.

La faune comprend, en outre, des Hydrozoaires, des Oursins (*Scutella*), des dents de Sélaciens et des moules internes de Gastéropodes.

A la Monérière, en Saint-Hilaire-de-Clisson ($x = 324$; $y = 234,8$), des faluns comblent le fond d'une petite vallée où coule le ruisseau de la Margerie. On y rencontre la même faune qu'à Tillou, mais ici le falun est resté meuble et est très riche en Bryozoaires (Savignéen).

Région de Treize-Septiers—la Bruffière. Au Cléon, en la Bruffière ($x = 330,1$; $y = 230,1$) subsiste un petit lambeau de faluns helvétiques. Le faciès comprend de l'argile, du sable, du gravillon et de l'arène remaniée. On y rencontre des Bryozoaires : *Ybselosoecia subverticellata* (Busk.), *Ramphonotus intermedius* Buge, *Metrarabdotos helveticum* (Roger et Buge), *Hippopleurifera sedgwicki* (Milne-Edwards) ; des Bivalves : *Chlamys (Manupecten) puymoriae* (May), *Hinnites crispus* (Brocchi).

A Bois-Chalons, à l'Ouest de Treize-Septiers, existe un bassin de sable et de calcaire coquilliers long de plus de 1 km, orienté NW—SE. Le creusement d'un étang a permis de reconnaître la base du dépôt qui est constitué par un calcaire coquillier à gros galets quartzeux. Parmi les espèces fossiles rencontrées, citons :

- des Bryozoaires : *Hornera* cf. *frondiculata* Lamouroux, *Steginoporella* sp., *Hippadenella deshayesi* (Milne-Edwards), *Celleporaria* sp.,
- des Bivalves : *Chlamys (Manupecten) puymoriae* (Mayer), *Pecten (Pecten) praebenedictus* (Tournouër), *Lutraria (Lutraria) lutraria* (Linné).

A Treize-Septiers, subsiste sous le bourg un gisement à faciès argilo-falunien. La partie supérieure du dépôt renferme en abondance des débris de Vertébrés marins (*Halitherium*) et de grandes dents de *Carcharodon*. Le Musée de Montaigu en possède de beaux exemplaires.

PR. Pliocène marin (Redonien). Calcaires, marnes et argiles. Les dépôts pliocènes s'observent uniquement dans la partie sud-ouest de la feuille. Leur altitude maximale est de 38 m dans la région de Saint-Hilaire-de-Clisson (la Boulaire). Leur base est vers 30 m. D'étendue restreinte, les dépôts reconnus sont tous fossilifères et représentés par des calcaires, des marnes et des argiles. Ces dépôts se rattachent paléontologiquement aux autres gisements redoniens du Nantais et de la Vendée.

A l'Audouinière, en Saint-Hilaire-de-Clisson (x = 320,7 ; y = 235,1), existe un petit bassin de marne crème surmontant des argiles sableuses grises (sur 1,40 m). Les espèces fossiles sont courantes dans tous les gisements redoniens de la région :

- Bivalves : *Chlamys* sp. ;
- Bryozoaires : *Hornera frondiculata* Lamouroux, *Hornera reteporacea* Canu, *Cellaria* sp. et *Metrarabdotos* sp.

Au Mortier, en Saint-Hilaire-de-Clisson (x = 322 ; y = 234,5), un lambeau à faciès sablo-falunien a fourni de nombreux Bryozoaires : *Mesenteripora meandrina* (Wood), *Ybseosoecia subverticellata* (Busk.), *Metrarabdotos moniliferum* (Milne-Edwards), *Celleporaria palmata* (Michelin).

A la Pichaudière, en Saint-Hilaire-de-Clisson (x = 321,6 ; y = 233,5), un petit bassin marno-calcaire a également livré des Bryozoaires : *Hornera reteporacea* Canu, *Heteropora* sp., *Calpensia calpensis* (Busk.), *Melicerita charlesworthi* Milne-Edwards ; ainsi qu'une molaire inférieure de Mastodonte, preuve de la proximité de la côte.

A la Gendronnière, en Saint-Hilaire-de-Loulay (x = 321,2 ; y = 232,5), un bassin de calcaire et marne coquilliers relie ce lieu-dit à la Pichaudière. Le dépôt comble une petite dépression en bordure de laquelle coule le ruisseau de l'Osée. Un sondage effectué près de la D 54 a permis de reconnaître sur plus de 4 mètres des argiles sableuses grises fossilifères, à petits Bivalves. A l'extrémité ouest du bassin, seuls subsistent, au-dessus des granites, 40 cm de marnes crème. La faune est riche dans tous les niveaux ; on y trouve :

- des Gastéropodes : *Astraea (Bolma) trochleata* (Millet), *Calliostoma (Ampulotrochus) multigranum* (Wood), *Turritella subangulata subangulata* d'Orbigny ;
- des Bivalves : *Megacardita striatissima* (Caillaud), *Astarte (Astarte) omalialis* Deshayes, *Astarte (Digitariopsis) obliquata obliquata* Sowerby, *Dosinia (Asa) lupinus* (Linné) ;
- des Bryozoaires : *Hornera frondiculata* Lamouroux, *Cupuladria haidingeri* (Reuss), *Lunnulites* sp., *Discoporella umbellata* (Defrance) ;
- des Madréporaires : *Balanophyllia italica* (Michelin), *Sphenotrochus milletianus* (Michelin), *Astrangia cf. manthelanusensis* Chevalier.

Y sont associés, en outre, des Dentales, de nombreux restes osseux d'*Halitherium*, des dents et des otolites de Poissons.

A la Boulaire, à l'Ouest du bourg de Saint-Hilaire-de-Clisson (x = 322,6 ; y = 235,7), des marnes et des fragments de calcaires extraits d'une mare ont livré quelques rares fossiles redoniens (Gastéropodes et Bivalves).

m-p. **Néogène indéterminé (Helvétien—Redonien)**. Plusieurs gisements n'ont pu être datés à cause de l'insuffisance des formes fossiles rencontrées. Quoi qu'il en soit, ils appartiennent soit à l'Helvétien soit au Redonien.

Au Mortier-Mainguet, en Saint-Lumine-de-Clisson (x = 320,8 ; y = 237,9) à l'altitude de 30 m, existe un marécage dont le fond est tapissé d'une argile brune contenant des débris de calcaire falunien à coquilles silicifiées et des dents de *Carcharodon*.

Au Mortier-Boisseau, en Saint-Lumine-de-Clisson (x = 320,2 ; y = 236,5) à 35 m d'altitude, des calcaires compacts et coquilliers ont été extraits de plusieurs mares.

A la Priauté, en Saint-Hilaire-de-Clisson (x = 322,9 ; y = 236,2) à la même altitude, un placage de calcaire et d'arène remaniée a livré des ossements d'*Halitherium* et des dents de Poissons remaniées.

A la Mainguonnière, en Saint-Hilaire-de-Clisson ($x = 322,9$; $y = 237,2$) à l'altitude de 35 m, subsistent des sables faluniens très émousés-luisants. La puissance du dépôt dépasse 1,50 mètre.

D'autre part, les gisements signalés sur la 2^e édition de la carte Cholet à 1/80 000 sont ceux étudiés par G. Vasseur à la fin du siècle dernier ; certains ont été retrouvés, aux endroits signalés, dans les conditions suivantes :

- au Mortier Château (25 m d'altitude), des tuffeaux calcaires faiblement bioclastiques en blocs volumineux et dalles sont visibles à quelques mètres au-dessus de l'étang, du fond duquel ils ont sans doute été retirés autrefois ;
- aux Vieilles Bauches de la Dalle (45 m) les sables à galets littoraux contiennent de petits débris calcaires non identifiables à 2,80 m de profondeur.

En bordure de la feuille voisine Montaigu, à la Gaudière (37 m) derrière la ferme, dans l'axe du vallon, des travaux de curage d'étang ont sorti des déblais de sables à petits galets de quartz marins avec nombreux débris de fossiles ; aux Marins (50 m) dans les mêmes conditions, ce sont des tuffeaux calcaires faiblement bioclastiques, en morceaux en apparence roulés, emballés dans une argile grise et reposant directement sur le socle, qui ont été mis à jour. A la Lourie (35 m), une mince dalle de calcaire apparemment en place existe au fond de la mare. Ces faluns et calcaires semblent donc avoir été déposés, souvent, dans des vallées préexistantes, recouverts ensuite par la formation à sables et galets, puis localement, exhumés à la faveur de la reprise d'érosion fluviale quaternaire ou de travaux récents.

G. Vasseur (1881) avait rangé tous ces gisements dans le Miocène moyen et supérieur. Les auteurs de la carte géologique Cholet à 1/80 000 (2^e édition, 1959), les ont au contraire classés dans le Redonien, à l'exception des deux gisements des Marins et de Treize-Septiers, considérés encore comme ayant un faciès de sables à Bryozoaires.

Les calcaires bioclastiques de la Jannière et de la Lourie ont été examinés par J.-P. Margerel et E. Buge. Les premiers contiennent peu de Foraminifères, seulement *Pararotalia serrata* (Ten Dam et Reinhold), comme au Miocène et au Pliocène ; ils renferment en revanche d'assez nombreuses colonies de Bryozoaires : des Cellépores usés et indéterminables, des *Zoarium* du genre *Métrarabdotos*, dont les dimensions des zoécies correspondent à celles de l'espèce pliocène, redonienne : *M. moniliferum* M.-E.D. ; mais l'état de conservation et l'absence de gonozoécies ne permettent pas de dépasser le stade d'une simple présomption de Redonien. Pourtant, les gisements du bassin de Pallau, assez proche, sont bien redoniens (M. Ters et al., 1970).

FORMATIONS SUPERFICIELLES, PLIO-QUATERNAIRES ET QUATERNAIRES

Altérites. Sur les interfluves les plus larges et sous les limons, les roches du socle sont inégalement mais généralement fortement altérées *in situ* et certaines de ces altérites ont été ou sont exploitées pour la fabrication des tuiles et des briques notamment. Sur les pentes, l'épaisseur des arènes et des altérites diminue et la roche en place cohérente et non altérée fait progressivement son apparition sur les versants des vallées les plus encaissées. Il n'a pas été tenu compte de l'état d'altération du socle sur la carte.

Formations plio-quaternaires

Caractères sédimentologiques et faciologiques

F. Formation sablo-argileuse à graviers et galets et à sables fluviaux.
C'est une formation tantôt sableuse, tantôt graveleuse, souvent hétérométrique,

mal classée, souvent rougie, quand elle incorpore des arènes de granites à biotite. A Gétigné, on observe un passage latéral de l'arène remaniée presque sans galet à la formation chargée en galets qui, elle-même, surmonte et ravine des lits de sables jaunes bien classés ; à la Pouzinière, on observe une disposition inverse, les sables surmontant la formation à galets. Les galets sont des quartz, quelques galets de quartzites éocènes, et, plus rares encore, des silex gris-noir.

Ces galets sont, pour partie peu émoussés, issus du socle, pour partie très arrondis ; en ce qui concerne ces derniers, la reprise à une formation plus ancienne (il y a des galets dans les conglomérats siliceux éocènes) est plus probable que la venue d'amont de la rivière Sèvre après un long transport.

Les sables, aussi bien dans la formation hétérométrique mal classée que dans les lits sableux, sont très modérément émoussés, polyminéraux, feldspathiques, micacés et quartzeux. Les quartz légèrement émoussés sont très rarement d'aspect luisant ; il y a également des sables éoliens réusés en milieu fluviatile ; la présence, dans des proportions variables, souvent modestes (plus faible que dans les limons), de ronds-mats éoliens est un caractère commun aux sables de la formation tout entière, quelles que soient par ailleurs les différences de faciès.

Il y a une assez forte concentration en minéraux lourds résistants, zircon et rutile, ou ilménite et tourmaline, et de minéraux du métamorphisme : épidote, stauroïde. Les argiles sont des kaolinites, secondairement des illites. Les boules et galets de granites observés à la base des bancs graveleux à Gétigné sont friables, altérés, avec une fraction argileuse de 2 à 3 %, à kaolinite et illite.

MLG. Formation sablo-argileuse à graviers et galets, à sables littoraux.

Les caractères sédimentologiques changent un peu, les lits sableux sont moins fréquents, la formation est surtout hétérométrique et mal classée ; la couleur rouge fait place, souvent, à une couleur blanche ou grise (décoloration originelle renforcée par le lessivage qui conduit aux sols à horizon aliotique...) ; les galets y sont tantôt plus abondants, tantôt plus rares, selon les secteurs ; à côté des galets de quartz, plus petits et souvent plus arrondis que dans le secteur oriental (F), existent, en proportion variable mais très nettement plus forte, des galets de grès-quartzite éocène, des fragments de roches silicifiées crétacées, grises, renfermant des Bryozoaires et des spicules d'Éponges, des silex gris-noir ; ces derniers y sont tellement plus abondants que l'on peut tracer une limite au-delà de laquelle, vers l'Est, ils n'apparaissent plus que tout à fait exceptionnellement. L'origine et l'âge de ces silexoides noirs reste imprécise :

— âge peut-être crétacé et origine occidentale ! Sur la côte, Beaudoin (1923) a signalé la présence d'un tuffeau jaune qu'il attribue au Crétacé supérieur et de calcaire blanc à rognons de silex noirs au Pont d'Yeu ;

— âge jurassique et origine plus méridionale, plus probable. M. Ters (1961) pense que les silex noirs du Petit Rorthais sont du Jurassique moyen, comme ceux de la Jacquetterie, à l'Est de Machecoul, dont L. Valensi a étudié la microfaune et qu'il a rapportés au Bathonien. Comme dans la dépression de Grand-Lieu voisine, on trouve aussi *Trigonia cf. limbata* d'Orbigny et *Rhynchonella globata* Arnaud, remaniés du Turonien supérieur.

Plus on va vers l'Ouest dans cette formation, plus les sables sont émoussés, plus ils sont quartzeux, plus les quartz émoussés-luisants sont nombreux : jusqu'à plus de 80 % des sables moyens. Il y a encore parfois présence de sables éoliens ronds-mats ou réusés, les émoussés luisants à marques de choc sont de moins en moins nombreux et ces marques sont très usées. Les aspects de surface des quartz sont ceux d'un milieu littoral tantôt infratidal, tantôt intertidal (J.-C. Flageollet, 1977).

ML. Formation sablo-argileuse à sables littoraux. Elle diffère des deux précédentes par la plus grande rareté des galets, et par la présence de quartz émoussés luisants qui portent des néogenèses de quartz à leur surface, néogenèses qui, à la Jannièrre, s'observent dans toute l'épaisseur de la formation jusqu'aux niveaux profonds (5-6 m) ; on pourrait y voir des amorces de silicifications anciennes éocènes si ces sables argileux ne fossilisaient pas des calcaires bioclastiques probablement redoniens. Ces néogenèses discernables seulement à la loupe binoculaire n'existent que sur les quartz émoussés-luisants, ce qui peut être interprété comme un héritage antérieur au dépôt mais est contredit par la netteté des figures de croissance (au microscope électronique) et l'absence de traces d'usure sur celles-ci.

Le degré d'émoussé, la part des émoussés-luisants et celle des ronds mats éoliens sont plus faibles qu'à l'Ouest de la Maine, plus élevés que dans le faciès fluviatile ; ce faciès de transition a été rangé néanmoins dans la catégorie des sables littoraux, par souci de simplification cartographique.

M. Formation sableuse à sables marins. Ces sables affleurent entre la Planchette et Monbert (plus de 7 m d'épaisseur) (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) ; plus à l'Est, ils se chargent un peu en galets (avec quelques chailles et grès-quartzites) ; dans le voisinage on les retrouve en profondeur sous la formation à galets (sondages de la Robertière et des Frêches). Les sables sont exclusivement quartzeux, tous peu émoussés (1^{er} ordre) mais tous luisants, bien classés, fins (80 à 200 microns). Les minéraux lourds sont également des minéraux résistants littoraux : ilménite, grenat ; ce sont des sables à usure marine très nette.

Altérites et arènes remaniées à la base des formations à galets. Certaines altérites ont été remaniées presque sur place, sur des épaisseurs parfois importantes (plus de 6 m au Tremblay plus de 3 m à la Jaunaie...). Même sous la formation à sables littoraux, les altérites remaniées sont une formation pratiquement non triée ; ses sables ne sont pas émoussés ; ils sont composés de polyminéraux, feldspaths, muscovite et quartz monominéraux, avec de rares quartz ronds mats éoliens ; l'absence de tout quartz émoussé et de triage exclue un remaniement par la mer ou par des rivières. Il n'en reste pas moins que ces altérites ont fourni une grande partie des matériaux des formations détritiques (F, M_{LG}, M_L et M) ; en effet, tantôt il y a pratiquement un passage latéral de ces altérites remaniées à la formation à galets (Gétigné), tantôt, à la verticale d'une coupe ou d'un sondage, il y a un passage rapide mais progressif de l'altérite remaniée de la base à la formation à galets du sommet, la transition étant assurée par la présence de galets et l'apparition de sables émoussés. On a donc considéré que ces altérites remaniées, parfois à l'affleurement là où les formations à galets ont été érodées, mais le plus souvent masquées par ces dernières, étaient en quelque sorte associées à ces formations à galets, constituant avec elles un complexe, et c'est pourquoi elles n'ont pas été représentées séparément.

Problèmes chronostratigraphiques

• **Les cartes voisines les plus récentes** (Nantes à 1/80 000, 3^e édition ; Vallet, Nantes à 1/50 000) distinguent, outre les limons, trois types principaux de formations de recouvrement sur le socle : des sables à galets souvent rangés dans le Pliocène par analogie avec le faciès « sables rouges » de régression de la mer pliocène défini en Bretagne (S. Durand, 1960), une ou plusieurs nappes alluviales découpées en terrasses, des formations de solifluxion et des éboulis quaternaires. Sur la carte Clisson, la lithostratigraphie pourrait être envisagée de la façon suivante :

— les formations M, M_{LG}, M_L appartiendraient à ce Pliocène marin supérieur à faciès de régression ;

— la formation F, à sables fluviatiles, constituerait une nappe alluviale d'âge quaternaire non précisé.

Cette interprétation pourrait être appuyée par deux observations :

— au Nord de Clisson (la Brebonnière) et au Sud de Gorges (la Grande Galusière) la formation fluviatile (F) occupe les interfluves, alors que la formation littorale (M) est en position plus basse, encastrée en quelque sorte dans la précédente. Il est possible que (F) soit plus récente, recouvre (M) et que l'apparition de (M) dans les creux soit le résultat d'une érosion de (F) par les ruisseaux, mais cela n'a pu être vérifié ;

— en quelques sites, le Redonien se présente sous la forme d'argiles sableuses grises fossilifères ou de marnes à débris coquilliers, mêlées à des graviers et des sables quartzeux (l'Audouinière en Saint-Hilaire-de-Clisson à 3 m de profondeur ; au sondage des Vieilles Bauches, Sud d'Aigrefeuille, à 2,80 m de profondeur) à la base et dans la formation à sables littoraux, qui serait ainsi datée.

• **D'autres interprétations** paraissent cependant envisageables : en effet, d'une part, l'étude sédimentologique, l'étude minéralogique des sables, l'examen morphoscopique et exoscopique des quartz, celui des minéraux lourds, conduisent à mettre en évidence des passages latéraux progressifs plutôt que des différences bien tranchées et de ce fait, toutes ces formations (F, M, ML, MLG) pourraient être synchrones, les modifications de faciès de l'une à l'autre étant en relation avec leur position par rapport à un ancien littoral : faciès fluviatiles ou bien faciès de haut de plage à mauvais triage et faible usure des sables, à l'Est, faciès littoraux devenant franchement marins à l'Ouest.

D'autre part, en bon nombre de sites, les argiles et les marnes fossilifères ou les calcaires redoniens reposent directement sur le socle : à la Gendronnière, à l'Audouinière en Saint-Hilaire-de-Clisson, à la Pichaudière, etc. Le Redonien fossilifère, masqué ou non par les formations détritiques, est cantonné à basse altitude (en dessous de 37 m) dans un secteur au Sud-Ouest de Clisson qui a pu constituer un golfe du littoral de la mer pliocène. Les formations détritiques sont beaucoup plus étendues, il en existe des témoins le long de la Grande Maine (carte Montaigu) jusqu'à l'altitude actuelle 90 m ; et certains gisements fossilifères (la Mainguonnière en Saint-Hilaire-de-Clisson) sont même recouverts par la formation fluviatile ; la détermination de ces deux derniers gisements (Helvétien ou Redonien) n'a malheureusement pu être faite.

On ne peut donc pas écarter l'éventualité d'une mise en place nettement postérieure au Redonien de toutes ces formations de F à ML. S'il s'avère que le remaniement des arènes sur lesquelles ces formations reposent s'est opéré en domaine continental proche du littoral, sous l'effet de la solifluxion et sous climat froid, on serait alors amené à décaler vers le début du Quaternaire la mise en place des formations sablo-argileuses à galets, de F à ML.

• **En résumé**, si les faciès de ces formations de recouvrement ont pu être précisés et différenciés, il n'en est pas de même de leurs âges respectifs ou de leur âge commun. En tout état de cause cependant, cet âge est pliocène ou quaternaire ancien ; comme il reste néanmoins incertain, on a adopté sur cette feuille la dénomination Plio-Quaternaire.

Formations quaternaires

Alios ferrugineux. Sur les longues pentes peu déclives des régions sud-occidentales, les sables ont été cimentés à faible distance de la surface, par le fer et le manganèse, sur des épaisseurs variables qui atteignent parfois le mètre ; c'est un phénomène pédologique de lessivage, migration verticale et

oblique le long des pentes, accumulation et précipitation du fer et du manganèse en bas de pente, en milieu aéré, proche de la surface, dans des sables très filtrants. L'induration peut être très forte, et donner naissance à une véritable carapace dans laquelle les sables et les galets sont emprisonnés ; elle peut être moins accentuée, le fer et le manganèse étant alors concentrés sous forme de taches ocre, de nodules noirs, ou encore de concrétions tubulaires, ramifiées ou aplaties, discontinues. Il est difficile d'assigner un âge très précis, dans le Quaternaire au début et à la durée exacte de l'élaboration de ces horizons ferrugineux, en relation avec la topographie actuelle et sur les faciès les plus sableux ; des formes de transition existent vers des sols hydromorphes fonctionnels et il est possible que ces accumulations se poursuivent sous le climat actuel.

Les labours et les travaux liés au remembrement brisent ces cuirasses, les « éboulis » peuvent être dispersés en surface ; ils sont connus dans le pays sous le nom de *renards* ; le lever et la cartographie précise de ces horizons cimentés nécessiterait une échelle beaucoup plus grande, c'est pourquoi figurent seulement sur la carte des observations ponctuelles.

OE. Limons éoliens. Les limons apparaissent sous deux aspects :

— *en couverture pratiquement continue*, sur la plupart des interfluves les plus aplanis ; la roche peut localement affleurer, mais rarement ; l'épaisseur du manteau limoneux varie, comprise entre la dizaine de centimètres et deux mètres au maximum ;

— *en couverture mince et discontinue*, et les limons sont mêlés aux formations sous-jacentes ; sur les pentes, une frange limono-sableuse ceinture la couverture limoneuse continue ; le passage de l'une à l'autre est parfois progressif et la limite cartographique s'avère localement plus une indication qu'une limite absolument rigoureuse. Dans cette frange, le limon est mêlé soit à des débris du socle (graviers, cailloux...) soit aux sables, galets et graviers de la formation plio-quaternaire. Ce mélange résulte d'une part, d'une reprise d'érosion qui a aminci la couverture limoneuse sur les pentes et, d'autre part, des labours qui ont « remonté » des débris du socle là où l'épaisseur du limon était inférieure à la profondeur de pénétration des charrues.

Lorsque les débris du socle abondent, l'identification de ce dernier est possible, mais là où le socle est fortement altéré, le mélange produit une formation argilo-limono-sableuse qui forme écran.

Ce sont des limons granulométriquement classés comme des limons éoliens. Ceux du quart nord-est de la feuille sont plus argileux (72 % des silts et 13 % d'argiles à la Roussière), ceux de la région de Torfou (58 % de silts et 31 % d'arénites à Goulgate) et de Maisdon sont plus sableux. Cela correspond à une inégale granulométrie des produits d'altération et de gélifraction selon qu'il s'agit des schistes ou des granites, repris par le vent, et cela correspond également à un plus ou moins grand éloignement du rivage quaternaire récent ; en effet, dans les sables, la proportion des grains non usés est toujours la plus forte, surtout dans la fraction grossière, et les grains polyminéraux, nombreux, ont une double origine : prélèvement aux dépens du socle (NU) et prélèvement dans la formation plio-quaternaire (émoussés) ; dans les sables moyens (400 microns) les histogrammes sont nettement bi-modaux, à cause d'un mélange de grains non éolisés d'origine locale, et de quartz fortement éolisés, mais ronds mats venant du littoral (20 à 50 % de la fraction 0,4/0,5 mm). Deux types de minéraux lourds sont caractéristiques : des hornblendes, peu altérées, parfois abondantes ; du glaucophane, rare, et en provenance probable de l'île de Groix.

Dans la frange du limon mince mêlé aux formations sous-jacentes, on observe :

— là où le limon est mélangé au Plio-Quaternaire, une proportion de limons qui peut varier fortement (6 à 50 %) ; les courbes de fréquences cumulées et les histogrammes montrent l'existence de deux lots de sables : un lot principal de sables moyens (250 à 400 microns) et un lot secondaire de sables fins (autour de 125 microns) ; par comparaison, il apparaît qu'une partie des sables moyens se rattache au Plio-Quaternaire sous-jacent, l'autre est éolienne ; les sables fins correspondent également à l'apport éolien, pour l'essentiel, la proportion des grains éolisés étant bien supérieure (20 % à 30 %) à celle qui peut apparaître dans le Plio-Quaternaire ;

— là où le limon est mêlé aux arènes granitiques, les courbes sont aplaties au niveau des sables fins, secondairement à celui des sables moyens, ce qui correspond à l'apport éolien ; car pour le reste, ces arènes ne sont pas classées, les grains résiduels ont souvent un mode compris entre 2 et 3 mm ; grains polyminéraux et feldspaths sont plus fréquents que les quartz, non usés.

Il y a parfois des galets isolés dans les limons épais et, outre des profils de sols lessivés hydromorphes à pseudo-gley, on y observe parfois des microstructures de gel ; néanmoins, en l'état actuel des recherches, aucune coupe n'a livré une superposition de plusieurs limons, séparés par des paléosols ou des discontinuités morphologiques telles qu'il en existe dans d'autres régions de l'Ouest, en Normandie par exemple (J.-P. Lautridou, 1973). La conservation de minéraux réputés fragiles comme la hornblende et l'augite, les caractères morphologiques, conduisent à les dater du Würm *s.l.* ; toutefois, en Vendée méridionale, les caractères pédologiques observés ont été interprétés différemment et il y aurait superposition de limons wurmiens sur des limons rissiens (J. Ranger, 1974).

Fz. Alluvions récentes. Le remblaiement alluvial des fonds de vallées, épais de 1 à quelques mètres, est constitué par des limons argileux, des limons sableux et des sables à lits de graviers intercalés, plus ou moins abondants, selon la composition lithologique du substratum de la région traversée par le cours d'eau.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

PLISSEMENT DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Deux grands types de déformation se rencontrent dans les terrains cristallophylliens de la feuille Clisson :

- des déformations souples, pénétratives ;
- des déformations cassantes, tardives.

• **Les déformations souples** peuvent être réparties en trois phases :

— *une phase 1* : P 1 dont le seul indice est la foliation S 1 régionale, remplissée par les phases postérieures. Cette phase, de style et de direction inconnus, est synmétamorphe dans les anatexites, les gneiss et le groupe leptyno-amphibolique de la Haie-Fouassière. Elle est peut être absente dans la série des Mauges ;

— *une phase 2* : également synmétamorphe. Elle a donné des plis couchés isoclinaux E-W à N 120° E subhorizontaux avec une foliation S 2, de plan axial parallèle à S 1 dans l'ensemble des séries, sauf dans les charnières des plis P 2

où S 2 de type *strain strip cleavage* recoupe alors S 1 replissé. Le sens de déversement apparent est en général vers le Sud. La linéation minérale et d'étiement surtout observable dans les gneiss du groupe leptyno-amphibolique est parallèle aux axes des plis P 2. C'est donc une linéation L 2 régulièrement orientée E-W, N 120° E. Le boudinage, parfois observable quand la lithologie s'y prête, est également consécutif à cette phase 2. Si la phase 1 est bien absente des schistes des Mauges, c'est cette phase 2 qui y serait la première observable avec plis isoclinaux très serrés, linéation minérale et schistosité de flux sub-parallèle à la stratification S 0 ;

— une phase 3 qui a donné naissance à des plis assez larges orientés N 140° E accompagnés d'une schistosité fruste de plan axial pas toujours visible. Cette schistosité S 3 est de type fracture. C'est au cours de cette phase P 3 que se développent des microplis de directions conjuguées N 30°-45° E et N 140°-155° E. Ces microplis de type chevron et *kink-bands* sont localement associés à une linéation L 3 de crénulation de mêmes directions. Cette phase 3 est présente dans la série des Mauges.

• **Les déformations cassantes** sont à l'origine des failles qui ont sur la feuille Clisson un grand développement. Ce sont ces failles qui délimitent les principaux domaines structuraux de cette carte.

Un premier épisode semble lié aux jeux tardifs de la zone broyée sud-armoricaine : ce sont des décrochements dextres d'orientation N 110° à N 150° E conjugués avec des décrochements senestres N 50°-60° E.

Un deuxième épisode plus récent est à l'origine de failles N 135°-170° E et de petites failles N 30°-45° E. Certaines failles de l'épisode précédent sont réutilisées.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

INDICATIONS SUR L'HYDROGÉOLOGIE DU SOCLE DE LA FEUILLE CLISSON

Dans les roches dures et sans perméabilité d'ensemble rencontrées sur la feuille Clisson l'eau circule à la faveur de fissures. La probabilité d'en tirer des débits notables est donc fonction de cette fissuration. Des statistiques portant sur 1 500 forages percutants réalisés dans l'ensemble du Massif armoricain, montrent que les chances de réussite sont de l'ordre de :

- 80 % pour 2 m³/h (besoin d'une pompe à chaleur pour une maison individuelle).
- 50 % pour 5 m³/h.
- 20 % pour 10 m³/h.
- < 10 % pour 20 m³/h et plus.

Ces résultats dissuadent donc d'exécuter des forages au hasard pour des débits permanents moyens ou importants. Leur recherche exige une localisation préliminaire des couloirs de fracturation et une estimation des réserves par l'application combinée de plusieurs techniques : photogéologie, géophysique, sondages de reconnaissance.

SUBSTANCES MINÉRALES

Un conglomérat ferrugineux contenant 10 à 15 % de fer (?) fut exploité au XVII^e et au XVIII^e siècles au lieu-dit la Minière (commune de Monnières) et à la Ferronnière (commune de la Haye-Fouassière). Tentative d'exploitation vers 1900 au lieu-dit la Chesnaie (commune de Château-Thébaud).

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Jaunaie	1-4001	U	Chalcolite	?	Granite de Mortagne	Groupe d'indices dans recouvrement argileux. Radiométrie, sondages, tranchées.
Maisdon	1-4002	Ti	Ilménite	Disséminé	Amphibolitique	Absence d'affleurement. Les éluvions minéralisées occupent une surface de 200 × 500 m. Petits travaux de recherches.
La Croix-Moriceau	1-4003	ami	Amiante	Amas	Serpentinite Gneiss (contact)	Indice. Amiante concomitante d'une silicification secondaire.
Le Chardon	2-4001	U	Pechblende, oxydes noirs, pyrite, prod. second.	Champ filonien	Granite, schistes, amphibolites	Gisement en forme d'éventail ouvert vers le Nord, découvert en 1957, reconnu à plus de 300 m de profondeur. Exploitation en cours (CEA).
Le Liveau	2-4002	Ti	Ilménite	Disséminé	Gabbro	Indice.
Les Mortiers	2-4003	U	Pechblende	Filon	Gneiss	Indice.
L'Écarpière	3-4001	U	Pechblende, oxydes noirs, fluorine, pyrite, quartz, marcassite, galène...	Champ filonien complexe (amas)	Granite (près du contact amphibolites/diorites)	Gisement : 2 500 × 300 m, orienté W.NW—E.SE, découpé par failles N—S, NW—SE, E—W à N 80° E et NE. Découvert en 1952. 3 puits. Reconnu à plus de 200 m de profondeur. Exploité par CEA.
La Baconnière	4-4001	U	Autunite	?	Arène argileuse avec roche broyée limoniteuse	Fait partie d'un groupe d'indices répartis sur 6 km suivant une direction NW—SE. Situation approximative.
Saint-Hilaire-de-Loulay	6-4001	kat	Kaolinite	Amas	Granite à deux micas	Zone d'indices sur plus de 100 ha. Travaux de recherches sur une bande NE—SW de 10 ha. Recouvrement de limon et cailloutis.
Treize-Septiers	7-4001	U	Autunite, fluorine	Filon N 50° W subvertical. Pce : 0,15 m	Granite à deux micas de Mortagne	Indice découvert par le CEA en 1957. Situation approximative.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires dans le *Guide géologique régional : Poitou-Vendée-Charentes*, par J. Gabilly, 1978, Masson, Paris, et en particulier des itinéraires intéressant la région.

BIBLIOGRAPHIE

Substratum

- BRILLANCEAU A. (1964) — Le chimisme du gabbro du Pallet. *Travaux de l'Institut de Géologie de la Faculté des Sciences de Poitiers*, 5, p. 1-24, 4 pl.
- CAVET P. et al. (1966) — Sur la présence de Cambrien à *Paradoxides* à Cléré-sur-Layon (M.-et-L.) dans le Nord-Est du Bocage vendéen (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 263, p. 1685-1688.
- DHOSTE M. (1968) — Sur la présence de migmatites au Nord du granite des Aubiers (Deux-Sèvres). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 266, p. 1556-1558.
- LACROIX A. (1887) — Étude pétrographique d'un gabbro à olivine de la Loire-Inférieure. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. CIV, p. 870-872.
- LACROIX A. (1889) — Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite. Thèse, *Bull. Soc. fr. Minéral.*, t. XII, p. 238.
- LACROIX A. (1899) — Le gabbro du Pallet et ses modifications. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 67, t. X.
- LACROIX A. (1918) — La composition chimique du gabbro du Pallet (Loire-Inférieure), de ses variétés endomorphes (diorite hypersthénique à cordiérite) et des roches filoniennes qui l'accompagnent. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, t. 41, p. 74-79.
- LASNIER B. (1970) — Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du massif armoricain et du massif des Maures. Thèse 3^e cycle, Nantes, 297 p.
- MATHIEU G. (1977) — Recherches sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Lille, thèse.

- RENARD J.-P. (1969) — Étude pétrographique et géochimique du Massif granitique uranifère de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée, France). *Sciences de la Terre*, t. XIV, p. 63-102.
- SONET J. (1967) — Contribution à l'étude géochronologique du Massif de Mortagne (Vendée). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 264, p. 225-228.
- SONET J. (1968) — Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 267, p. 15.

Tertiaire et formations superficielles

- DURAND S. (1960) — Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. et minéral. de Bretagne*, Rennes, n° 12, 389 p.
- FLAGEOLLET J.-C. (1977) — Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Mémoire n° 35, *Sciences de la Terre*, Nancy, 461 p.
- KLEIN Cl. (1975) — Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Univ. Bretagne occidentale, *Ass. des Public. Univ.*, Strasbourg, Fond. Baulig, XII, t. 2.
- LAUTRIDOU J.-P. (1973) — Les loess du Würm dans la moitié nord de la France. 9^e congrès I.N.Q.U.A., le Quaternaire, Travaux français récents, C.N.R.S., Fr., p. 68.
- RANGER J. (1974) — Les sols sur limons du bocage vendéen méridional. Thèse doct. de spécial., Géologie et pédologie atlantiques, n° 531, univ. Poitiers, 188 p.
- TERS M. (1961) — La Vendée littorale. Étude de géomorphologie. Oberthur impr., Rennes, Paris, 578 p.
- TERS M., BREBION P., BUGE E., CHEVALIER J.-P., LAURIAT A., MARGEREL J.-P. (1970) — Le Redonien de la région de Palluau (Vendée). *Bull. B.R.G.M.*, Fr, 2, p. 1-26.
- VIAUD J.-M. (1979) — Contribution à l'étude des dépôts tertiaires dans la région de Saint-Hilaire-de-Clisson (44). *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest de la France*, nle série, t. 1, p. 145-162.

Gîtes minéraux

- ASSADI P. (1962) — Étude des fluorines colorées des gisements d'uranium. *C. R. Acad. Sci., Paris, série D*, t. 254.
- ASSADI P. (1963) — Sur un aspect de remaniement du gisement d'uranium de l'Écarpière (Vendée). *C. R. Acad. Sci., Paris, série D*, n° 23.
- BARBIER J. (1971) — Conséquences géochimiques et métallogéniques de certains remaniements météoriques dans les granites. Applications pratiques dans le cas de l'uranium. Thèse, Nancy.
- BARBIER J. (1972) — L'abondance des boxworks d'uraninite dans les granites : un guide stratégique possible pour les gisements d'uranium. *Bull. B.R.G.M.*, 2, n° 1.
- BARBIER J., LEYMARIE P., Centre rech. pétro. géochim. Vandœuvre (1972) — Disposition régulière de certaines minéralisations uranifères dans le granite du Mortagne. *Bull. B.R.G.M.*, 2, n° 1.
- BARET Ch. (1898) — Minéralogie de la Loire-Inférieure. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest de la France*, t. 8.
- CARRAT H.-G. (1979) — Données nouvelles sur les granites uranifères du Nord-Est du Massif Central en comparaison avec ceux du Limousin et de la Vendée. Colloque sci. E. Raguin, Paris.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) — Gîtes minéraux de la France. Vol. I : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 74.
- GANGLOFF A. (1970) — Notes sommaires sur la géologie des principaux districts uranifères étudiés par le C.E.A. Uranium expl. geol. interatomic energy Agency, Vienne.
- GEFFROY J., SARCIA J.-A. (1954) — Contribution à l'étude des pechblendes françaises. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 2, n° 1.
- GEFFROY J., SARCIA J.-A. (1958) — La notion de gîte épithermal uranifère et les problèmes qu'elle pose. Quelques remarques relatives à la géochimie des filons épithermaux de pechblende. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, VIII.
- GERSTNER A., BARAS L., PINAUX G., TAYEB G. (1962) — Les minéraux uranifères français. T. II : Monographie des gisements vendéens.
- LACROIX A. (1896) — Minéralogie de la France.

MOREAU M., POUGON A., PUIBARAUD Y., SANSELME H. (1966) — L'uranium et les granites. *Chronique des Mines*, février 1966.

RENARD J.-P. (1970) — Géochimie de l'uranium de surface dans les massifs granitiques vendéens. Cas particulier du massif de Mortagne-sur-Sèvre. *Sciences de la Terre*, 6, t. 15, n° 2.

RENARD J.-P. (1971) — Étude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère de Vendée. Liaisons entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium. Conséquences pour la prospection. Thèse, Nancy.

X... (1826) — Fer titané de Maisdon. *Annales des Mines*, 1^{re} série, XIII.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Cholet* :

1^{re} édition (1896), par L. BOCHET.

2^e édition (1959), par G. MATHIEU, J. GABILLY.

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

Feuille *Nantes* (1979), par J. MÉLOUX.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays-de-la-Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

A. BAMBËR, ingénieur géologue au B.R.G.M. : substances minérales.

J.-C. FLAGEOLLET, maître assistant à l'université de Nancy II : Tertiaire *pro parte* et formations superficielles plio-quadernaires et quadernaires.

F.-H. FORESTIER, professeur à l'université de Nantes : chapitres généraux et substratum cristallin et cristallophyllien.

J.-M. VIAUD, collaborateur du Service de la Carte géologique de la France : Tertiaire *pro parte*.

Détermination des faunes

Ph. BREBION, Muséum national d'Histoire naturelle.

E. BUGE, Muséum national d'Histoire naturelle.

J.-P. CHEVALIER, Muséum national d'Histoire naturelle.

L. GINSBURG, Muséum national d'Histoire naturelle.

A. LAURIAT-RAGE, Muséum national d'Histoire naturelle.

J. ROMAN, Muséum national d'Histoire naturelle.