

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

CHÂTEAUBRIANT

par
Y. HERROIN, D. RABU

CHÂTEAUBRIANT

La carte géologique à 1/50 000
CHÂTEAUBRIANT est recouverte par la coupure
CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

| | | |
|----------------------|----------------------------|---------------------|
| Janze | La Guerche- de-Bretagne | Cossé- le-Vivien |
| Bain-de- Bretagne | CHÂTEAUBRIANT | Craon |
| Nozay | St-Mars- la-Jaille | Segré |



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CHÂTEAUBRIANT À 1/50 000**

par

**Y. HERROUIN, D. RABU
avec la collaboration de
J. CHANTRAINE, J.J. CHAUVEL, H. ÉTIENNE**

1990

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

— *pour la carte* : HERROUIN Y., RABUD., FOURNIGUET J. (1988) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Châteaubriant** (389) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par HERROUIN Y., RABUD. et coll. (1990), 51 p.

— *pour la notice* : HERROUIN Y., RABUD., avec la collaboration de CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., ÉTIENNE H. (1990) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Châteaubriant** (389) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 51 p. Carte géologique par HERROUIN Y., RABUD., FOURNIGUET J. (1988).

© BRGM, 1990. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

N° ISBN : 2-7159-1389-3

SOMMAIRE

| | Pages |
|---|--------------|
| INTRODUCTION | 5 |
| <i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 5 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 5 |
| <i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i> | 6 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 8 |
| <i>PROTÉROZOÏQUE À PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR :</i> <i>BRIOVÉRIEN</i> | 8 |
| <i>PALÉOZOÏQUE</i> | 12 |
| <i>ROCHES VOLCANIQUES ET FILONIENNES</i> | 24 |
| <i>TERTIAIRE</i> | 26 |
| <i>PLIO-QUATERNAIRE</i> | 30 |
| <i>QUATERNAIRE</i> | 30 |
| PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES | 33 |
| <i>DÉFORMATION</i> | 33 |
| <i>MÉTAMORPHISME</i> | 34 |
| RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS | 35 |
| <i>HYDROGÉOLOGIE</i> | 35 |
| <i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i> | 38 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 47 |
| <i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i> | 47 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 47 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 51 |
| AUTEURS | 51 |

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Châteaubriant se situe à cheval sur les quatre départements d'Ille-et-Vilaine, de Mayenne, de Loire-Atlantique et de Maine-et-Loire.

Cette région présente l'aspect d'un large plateau à relief dérivé de type appalachien, moulant les structures anciennes, par érosion différentielle, en une série de rides topographiques souples d'orientation varisque WNW-ESE, localement interrompues et décalées par la fracturation tardi-hercynienne. Ces rides contrôlent la ligne de partage des bassins versants de la Vilaine et de la Mayenne, au niveau de cette feuille, selon un tracé profondément sinueux.

Ce territoire s'inscrit dans le domaine centre-armoricain, structuré pendant l'orogénèse hercynienne. Il est situé au cœur des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes (ou « synclinaux de la Vilaine »), large ensemble de formations essentiellement schisto-gréseuses alternantes, enchassées dans les formations du Briovérien supérieur (Protérozoïque supérieur à Paléozoïque inférieur).

Les principales structures recoupées sont, du Nord vers le Sud (Chauvel, 1958) :

- l'anticlinal de Rennes—Château-Gontier ;
- le synclinorium de Martigné-Ferchaud ;
- l'anticlinal d'Araize ;
- le synclinal de Segré (Noyal-sur-Brutz) ;
- l'anticlinal de Châteaubriant.

Le magmatisme ne s'exprime sur cette feuille que par des petits corps filoniens basiques concentrés principalement au Nord de Martigné-Ferchaud et au Sud de Congrier. Le plutonisme carbonifère ne se manifeste pas ici à l'affleurement ; il faut cependant noter l'existence d'anomalies diffuses, métamorphiques et gravimétriques, dues probablement à la présence de massifs granitiques profonds.

Concernant les formations tertiaires, les cuirasses paléogènes se localisent essentiellement dans le coin sud-ouest de la feuille, tandis que les formations meubles pliocènes (et plio-quatérnaires ?) s'organisent préférentiellement le long des vallées, préfigurant les vallées actuelles.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette première édition de la feuille Châteaubriant à 1/50 000 a été réalisée par une équipe de géologues du BRGM : Y. Herrouin pour le Paléozoïque et D. Rabu pour le Protérozoïque, avec la collaboration de J. Fourniguet pour les formations tertiaires et quaternaires.

Les contours géologiques de l'Ordovicien inférieur sur le flanc nord de l'anticlinal d'Araize ont été empruntés pour partie aux archives des Mines de fer de Saint-Pierremont (1959-1965).

Ont été consultés également les levés cartographiques de C. Le Corre dans les régions de Senonnes, Saint-Aignan-sur-Roë et Congrier.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de la région débute avec le dépôt de puissantes assises détritiques dont les éléments hérités témoignent de l'érosion d'un socle plus ancien : la chaîne cadomienne de Bretagne septentrionale ; seuls les termes supérieurs de ces assises apparaissent sur cette feuille. Le vocable *Briovérien*, introduit par Barrois pour désigner ces formations, ne résoud pas le problème de leur âge, toujours controversé : Protérozoïque terminal pour certains auteurs, Paléozoïque basal pour d'autres. Seule la limite supérieure est calée par la transgression ordovicienne dont les séries rouges basales sont datées de l'Arénigien. La rythmicité des sédiments, l'instabilité du milieu de dépôt, le caractère immature des sédiments détritiques, la présence de chenaux et de décharges conglomératiques, ainsi que certaines figures sédimentaires, permettent de rapporter ces dépôts à des associations de type « molasse » provenant de la destruction de la chaîne cadomienne, et d'imaginer un milieu de type talus d'arrière-pays continental ; leur caractère post-tectonique est aujourd'hui clairement établi (Le Corre, 1977).

Sur ces formations briovériennes peu ou pas déformées, mais probablement déjà affectées par une tectonique distensive, s'installe ensuite la transgression paléozoïque dont les séries rouges basales (*Arénigien* : Formation de Pont-Réan) se trouvent en discordance plus ou moins accentuée sur leur soubassement briovérien (Bolelli, 1951 ; Chauvel, 1959) ; cette discordance est aujourd'hui interprétée comme la signature d'un épisode ordovicien, en Bretagne centrale, du processus de distension qui, au Paléozoïque inférieur, marque le début de l'évolution hercynienne.

A ces séries rouges de Pont-Réan, dépôts discontinus et hétérogènes à caractère sub-continental (Bonjour, 1988), succède, de manière progressive mais rapide, la sédimentation paléozoïque, stratigraphiquement bien calée, du Grès armoricain. Ces dépôts arénacés et matures, à caractère littoral (Durand, 1984), inaugurent, dans la plate-forme épicontinentale de Bretagne centrale, une longue période qui durera tout au long de son histoire. Après la transgression, l'approfondissement des dépôts du Sud vers le Nord (Durand, 1984) se poursuit de manière diachrone sur une aire d'extension comparable à celle du Grès armoricain. Au cours du *Llanvirnien* et du *Llan-délien*, la subsidence s'accuse et des sédiments essentiellement argileux se déposent sur la plate-forme (Formation d'Angers—Traveusot), sans variation notable à part quelques minces passées grossières. Le *Caradocien*, qui correspond à une période complexe d'interactions climatiques et tectoniques, débute dans cette région par le dépôt de sédiments arénacés immatures (Formation du Châtellier) ; l'origine septentrionale des apports est attestée par le biseautage de cette formation vers le Sud, parallèlement à l'appau-

vrissement de la charge (disparition des feldspaths). Le retour à des conditions plus calmes se fait progressivement au cours du développement de dépôts argilo-silteux plus fins (Formation de Riadan—Renazé).

Le passage précis au *Silurien* demeure hypothétique du fait de l'absence de faune du Llandovérien inférieur reconnue ; la Formation de La Chesnaie, azoïque, qui correspond à une discontinuité de la sédimentation se marquant par le passage brutal à des dépôts littoraux arénacés et matures interrompus par un épisode de dépôt de vase en milieu intertidal, lui est ainsi arbitrairement rapportée sans preuves certaines, mais pourrait être attribuée, au moins pour partie, à l'Ashgillien. Au *Wenlockien*, la sédimentation s'uniformise avec des dépôts euxiniques argilo-carbonés (ampélites) en milieu réducteur à l'écart des influences océaniques (Formation de Renac). Elle se poursuit ensuite sans modification sensible de faciès, peut être jusqu'au *Ludlowien*, par des sédiments péliques riches en matière organique.

La surface d'érosion actuelle recoupe ces niveaux qui constituent les termes les plus élevés connus dans ce domaine, si l'on excepte la Formation de Thiellay, non datée, qui pourrait être plus récente sans que ses relations avec les formations précédentes soient clairement élucidées.

L'histoire, assez différente et encore mal connue de l'axe des Landes de Lanvaux — trait structural majeur du Massif armoricain —, n'intéresse que l'extrême bordure méridionale de la carte Châteaubriant. Cet axe est jalonné par un massif de granite dont la mise en place apparaît globalement d'âge ordovicien mais dont la signification magmatique est controversée ; récemment interprété comme un magmatisme orogénique (Jégouzo *et al.*, 1986), il apparaît plus probable que ce magmatisme soit généré au cours de l'épisode ordovicien de distension crustale (Thiéblemont *et al.*, 1987). Des indices de mouvements senestres précoces sont connus le long de l'axe des Landes de Lanvaux (Cogné *et al.*, 1983) ; ces décrochements, qui ont pu avoir une grande ampleur (de l'ordre de la centaine de kilomètres), sont probablement contemporains de l'épisode de distension qui se marque dans tout ce domaine. La structuration principale des formations paléozoïques et protérozoïques est acquise au cours du *Carbonifère* ; elle est provoquée par le cisaillement intracrustal, de sens dextre, qui affecte l'ensemble du domaine entre les failles bordières (Choukroune *et al.*, 1983) : les accidents sud- et nord-armoricains. A cette structuration, dont l'intensité demeure modérée (schistosité verticale, plis droits et ouverts), est associée la mise en place des leucogranites sud-armoricains, d'origine crustale (Hanmer *et al.*, 1982) ; cette mise en place est datée entre 330 et 340 Ma sur les granites de Pontivy et de Questembert.

C'est probablement à la fin du Paléozoïque que l'essentiel de la fracturation actuellement observable s'imprime dans le socle centre-breton déjà érodé, au cours des distensions post-varisques. En l'absence de dépôts mésozoïques, cette histoire demeure inconnue jusqu'au début de l'époque cénozoïque.

A l'*Éocène* et à l'*Oligocène*, le climat induit des processus de latéritisation et de kaolinisation de la pénéplaine sur laquelle se développent des cuirass-

ses ferrugineuses. Les sédiments argileux, marneux et calcaires, piégés dans les petits fossés orientés NNW-SSE, mettent en évidence l'importance de la tectonique régionale. Postérieurement au dépôt des faluns miocènes, la dernière transgression marine étale enfin, au *Pliocène*, des épandages argilo-sableux surmontant localement des faluns et des argiles redoniens, sur des surfaces encore instables.

Les réajustements tectoniques et isostatiques se prolongent jusqu'à l'époque actuelle, après l'exondation des terrains et les glaciations *quaternaires* contemporaines de la mise en place du réseau hydrographique actuel.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE À PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR : BRIOVÉRIEN

Les terrains antérieurs à la transgression ordoviciennne sont regroupés sous le terme *Briovérien*. Longtemps attribués au Protérozoïque supérieur, ces terrains, ou au moins une partie d'entre eux, constituent une série d'âge plus récent, probablement cambrien. Sur la feuille Châteaubriant, les terrains briovériens affleurent dans la partie axiale de trois anticlinaux régionaux orientés N 100° E, soit du Nord vers le Sud :

- l'anticlinal de Château-Gontier, dont seul le flanc sud est reconnu dans le coin nord-est de la feuille (forêt de la Guerche, Saint-Michel-sur-Roë, Saint-Aignan-sur-Roë) ;
- l'anticlinal de l'Araize, en position médiane ;
- l'anticlinal de Châteaubriant, qui dessine une bande Est-Ouest dans la partie méridionale de la feuille (voir schéma structural).

Dans la bande septentrionale, les formations briovériennes affleurent relativement bien dans la partie est (labours, tranchées de routes) ; dans la partie ouest, couverte par la forêt de la Guerche, ce sont pour l'essentiel des altérites qui affleurent, et les subdivisions lithologiques principales n'ont pu être reconnues.

Dans la bande médiane (anticlinal de l'Araize), une importante altération affecte les formations du Briovérien et seule la partie orientale de cette zone permet la reconnaissance d'une lithologie diversifiée.

Dans la bande méridionale (anticlinal de Châteaubriant), les formations du Briovérien affleurent bien en dehors des vallées principales (Verzée, Chère, ruisseau de l'Aujuais, ruisseau de Carbay) occupées par des alluvions anciennes, voire des formations du Mio-Pliocène. Quelques carrières, principalement ouvertes dans les Conglomérats de Gourin ou dans les quartzites (b2-3X), sont encore accessibles à l'observation.

Les formations du Briovérien sont constituées de roches détritiques terrigènes peu modifiées par la tectonique et le métamorphisme. Quatre faciès principaux ont été identifiés (Chantraine *et al.*, 1982) et ont globalement une valeur lithostratigraphique régionale confirmée par les études sur les feuilles voisines (Château-Gontier, 1989 ; Janzé et Segré, en cours). Ainsi, les associations de siltite-argilite (b2-3) à bancs de grès argileux, de wacke felds-

pathique (b2-3W), correspondent à l'ensemble sédimentaire le plus ancien de la région, alors que les associations de quartzite, siltite rubanée (b2-3X) et conglomérat (Conglomérats de Gourin, b2-3G), occupent la partie supérieure de la série briovérienne. Cependant, à cette évolution verticale qui conduit à la superposition des divers ensembles lithologiques, se surimpose une évolution horizontale (Rabu, 1982) qui, du Nord vers le Sud, fait apparaître des sédiments de plus en plus matures.

b2-3. Argilite, siltite et grès alternant ; faciès indifférenciés. Ils constituent l'ensemble sédimentaire inférieur du Briovérien de la feuille Châteaubriant, dans lequel s'individualisent les niveaux à wackes feldspathiques (b2-3W). Il est composé d'argilites et de siltites gris verdâtre, finement litées et à figures sédimentaires de petites dimensions (mm à cm). De façon irrégulière, des bancs décimétriques de grès à matrice séricito-quartzéuse sont interstratifiés mais restent toujours subordonnés. La granulométrie des grès à matrice reste généralement basse (< 0,5 mm). Des niveaux plurimétriques à caractère subardoisier peuvent s'individualiser (La Rougeraie, Nord-Est d'Armaillé) mais sans atteindre une extension cartographique. Des bancs de quartzite de faible puissance (< 1 m) peuvent aussi s'intercaler, ils indiquent alors la proximité de l'ensemble supérieur (b2-3X).

En lame mince, les argilites et siltites sont composées de grains de quartz (<50 µm) emballés dans une matrice séricito-quartzéuse en grande partie recristallisée dans les plans de schistosité. Le litage sédimentaire est souligné par des lamines millimétriques plus riches en clastes de quartz ou par des alignements de chlorite détritique à clivages chargés d'opakes (biotite déstabilisée ?). Les grès à matrice sont des *wackes* (proportion de matrice supérieure à 30 %) quartzéuses. Les éléments figurés sont pour l'essentiel (80 à 90 %) des quartz subanguleux ; en proportion moindre s'y ajoutent des grains lithiques (microquartzite, siltite chloriteuse), des grains de chlorite, de muscovite, de plagioclase, et de tourmaline et zircon. La matrice est composée de séricite et quartz.

b2-3W. Wacke lithique feldspathique en gros bancs ; siltite et argilite. Elles constituent un faciès particulier individualisé dans la partie NNE de la feuille (flanc sud de l'anticlinal de Château-Gontier) ; dans la partie SSE de la feuille (secteur d'Armaillé), ce faciès est présent de façon plus dispersée et n'est pas cartographié. Dans les deux secteurs, les wackes verdâtres sont associées à des siltites grossières à éléments figurés, et interstratifiées dans des siltites et argilites de type b2-3. Dans la partie NNE principalement, il s'agit de wacke verdâtre massive à stratification peu apparente, à grain moyen mais pouvant posséder des clastes dispersés millimétriques. La matrice séricito-quartzéuse est abondante ; les éléments figurés sont représentés par des grains de quartz, de plagioclase, de chlorite, et des fragments lithiques (microquartzite, siltite argileuse).

b2-3X. Quartzite gris en gros bancs alternant avec des siltites vertes et des grès quartzéux. Cet ensemble, qui inclut en lentilles les Conglomérats de Gourin (b2-3G), constitue l'unité sommitale du Briovérien régional. Très bien représentés dans la partie est de l'anticlinal de Châteaubriant, les quartzites sont très peu développés dans l'anticlinal de l'Araize, mais réapparaissent

sent dans la partie NNE de la feuille où ils arment un important relief au Nord de Saint-Aignan-sur-Roë. Le passage des siltites et argilites (b2-3) aux quartzites et poudingues de Gourin se fait progressivement par intercalations de bancs de plus en plus épais et fréquents de grès quartzeux et quartzite gris, d'abord centimétriques puis décimétriques à métriques. Ainsi armés, ces terrains résistent bien à l'érosion et se reconnaissent dans la morphologie par l'alignement de collines qui correspondent au cœur de structures synclinales.

Dans la partie ouest de l'anticlinal de Châteaubriant, les quartzites et poudingues de Gourin sont relativement peu développés et remplacés par des alternances de siltite et grès rosés à rougeâtres à rubanements centimétriques et caractérisés par d'abondantes figures sédimentaires (lits convolutés, stratifications obliques). Ces termes rubanés affleurent remarquablement et de façon caractéristique au Nord de la route Châteaubriant—Soudan. Des faciès tout à fait semblables affleurent aussi sur le flanc sud de l'anticlinal de Château-Gontier, à l'Ouest de Saint-Aignan-sur-Roë. La position lithostratigraphique de cet ensemble rubané n'est cependant pas déterminée avec précision. A leur base, les siltites et grès rubanés sont clairement associés aux Conglomérats de Gourin et aux quartzites (Est de l'étang de Deil, Ouest de Soudan) ce qui argumente leur appartenance au Briovérien, d'autant qu'à proximité de l'étang de La Blissière ($x = 332$; $y = 2\,308$), cet ensemble rubané est recouvert par des faciès typiques de la Formation de Pont-Réan qui appartient à la base des séries ordoviciennes. L'ambiguïté est plus aiguë sur le revers nord de l'anticlinal de Châteaubriant, de l'Est de Grand-Rigné jusqu'au Nord-Ouest de Soudan. Dans ce secteur, la série infra-Grès armoricain présente des analogies de faciès avec les grès et siltites rubanés du sommet du Briovérien, suggérant ainsi une continuité de la sédimentation entre les deux unités. Il est à remarquer que la même ambiguïté se rencontre dans le coin NNE de la feuille, à l'Ouest de Saint-Aignan-sur-Roë où la Formation de Pont-Réan est très mal caractérisée. L'existence d'une série intermédiaire assurant le passage Briovérien—Ordovicien dans ce secteur pourrait donc être envisagée.

En lame mince, les quartzites apparaissent comme des grès très matures constitués quasi exclusivement de grains de quartz monocristallins arrondis ou émoussés, rarement anguleux, souvent à extinction roulante. Les grains lithiques sont rares et représentés par des grains de microquartzite, plus exceptionnellement de siltite. Les grains de tourmaline, les paillettes de muscovite et chlorite, sont accessoires. Les opaques sont souvent abondants. La matrice est peu abondante ; entièrement recristallisée, elle est constituée de quartz microcristallin et de séricite.

b2-3G. Conglomérats quartzeux de Gourin. Disposés en lentilles d'extensions variables mais souvent cartographiques, les Conglomérats de Gourin sont, sur cette feuille, interstratifiés dans les quartzites et siltites b2-3X, et plus particulièrement à leur base. La puissance des lentilles ne dépasse généralement pas la vingtaine de mètres et les conglomérats sont en bancs massifs non stratifiés. Le passage aux quartzites est progressif et se fait par variation de la fréquence des galets dans une matrice quartzitique. Il n'existe pas au sein de ces lentilles de granoclassement net ni de figures sédimentaires.

Les conglomérats (et microconglomérats) sont hétérométriques ; les grains et galets, millimétriques à pluricentimétriques, sont principalement des quartz laiteux mono- ou polycristallins, de forme arrondie dans la fraction grossière et plus anguleuse dans la fraction fine. Les grains lithiques à microquartzite pigmenté (phtanite), ou non (siltite), sont accessoires mais généralement présents. Les autres grains monominéraux (plagioclase, chlorite, muscovite) sont rares et seulement présents dans le ciment quartzitique lui-même, en proportion variable selon le faciès.

Age des formations

L'âge protérozoïque supérieur du Briovérien de Bretagne centrale reposait jusqu'à présent sur deux arguments principaux :

— le Briovérien de Bretagne centrale était structuré lors de l'orogénèse cadomienne dont le paroxysme est daté en Bretagne-Nord (Trégor, baie de Lannion, baie de Saint-Brieuc) vers 600 Ma. L'orogénèse cadomienne était responsable de la discordance majeure régionale qui était réputée séparer, en Bretagne centrale, le Briovérien des formations paléozoïques (Pont-Réan et Grès armoricain). De plus, les formations briovériennes de Bretagne centrale étaient comparées à celles de Normandie qui, structurées et intrudées au cours de l'orogène cadomien (batholite mancellien daté autour de 540 Ma), sont recouvertes en discordance lors de la transgression du Paléozoïque, datée dans cette région du Cambrien inférieur, et donc d'un âge protérozoïque supérieur assuré ;

— le Briovérien de Bretagne centrale est recouvert en discordance par une série rouge (Formation de Pont-Réan) attribuée au Cambro-Trémadocien de par sa position sous le Grès armoricain daté Arénigien, et par comparaison avec les séries rouges datées de Normandie.

Aujourd'hui, ces deux arguments sont discutés puisque :

— les ensembles sédimentaires de Normandie et de Bretagne centrale sont considérés comme différents (Chantraine *et al.*, 1982 ; Chantraine *et al.*, 1988) et le Briovérien de Bretagne centrale n'a pas été structuré au Cadomien mais à l'Hercynien (Le Corre, 1977). La discordance entre le Briovérien et les formations de Pont-Réan et du Grès armoricain n'a plus un caractère régional et résulterait d'une distension arénigienne (Ballard *et al.*, 1986) ;

— les âges (465 ± 1 Ma) obtenus par J.L. Bonjour *et al.* (1987) dans la presqu'île de Crozon, sur des volcanites interstratifiées dans des formations équivalentes à la Formation de Pont-Réan, en font une formation arénigienne.

Sur la feuille Châteaubriant, la discordance entre les terrains briovériens et la Formation de Pont-Réan n'a jamais été observée directement. Cartographiquement, elle apparaît entre les faciès typiques de la Formation de Pont-Réan et les quartzites b2-3X ou les Conglomérats de Gourin (b2-3G), mais disparaît totalement quand les siltites et grès rubanés, variante latérale de l'ensemble b2-3X, se développent. Cependant, au lieu-dit La Fayère (Sud-Est de Châteaubriant), F. Kerforne (1924), puis J. Klein (1960) l'ont décrite dans une carrière aujourd'hui comblée, mais sous les Poudingues de Montfort qui, à cet endroit, sont interstratifiés dans la Formation de Pont-Réan et

non à sa base. L'hypothèse proposée par J.P. Ballard et J.P. Brun (1986) d'une discordance associée à une distension arénigienne et provoquée par des blocs basculés le long de failles listriques orientées NNE-SSW, s'accorde bien avec ces observations et explique les difficultés qu'il y a à séparer en certains secteurs les siltites rubanées du Briovérien et certains faciès de la Formation de Pont-Réan.

Un âge cambrien pourrait être envisagé pour le Briovérien de la feuille Châteaubriant. Pour l'instant, la seule donnée fiable réside dans la position anté-Grès armoricain de cet ensemble, qui fixe un âge anté-Ordovicien pour le Briovérien.

PALÉOZOÏQUE

Formation de Pont-Réan. Arénigien (*)

La Formation de Pont-Réan représente les premiers termes de la transgression ordovicienne dans le cadre d'une tectonique distensive qui induit localement des discordances cartographiques. Ceci explique la grande variabilité en épaisseur et en lithologie de cette formation, ainsi que la difficulté d'en appréhender l'organisation spatiale dans une région à forte couverture végétale. Du point de vue morphologique, elle occupe généralement des versants chargés d'éboulis, compris entre la rupture de pente supérieure qui marque son contact avec le Grès armoricain et la zone souvent déprimée occupée par le Briovérien. Ce sont des sédiments de couleur dominante rougeâtre, à caractère littoral. Trois faciès principaux sont reconnus sur la feuille Châteaubriant :

- le Poudingue de Montfort (O1-2P) ;
- le Grès de Courouët (O1-2C) ;
- les siltites rouges ou vertes, parfois relayées par des grès fins et des argilites jaunâtres (O1-2), et diversement dénommés dans la littérature (Schistes pourprés, Dalles pourprésées, Schistes de Margat, faciès de type Le Boël).

O1-2P. **Poudingue de Montfort** (0 à 10 m). Il n'a pas une répartition uniforme sur le territoire de la feuille et n'affleure que dans la partie sud de l'anticlinal de Châteaubriant, en lentilles de faible puissance soit à la base de la formation des siltites rouges ou vertes, soit interstratifiées dans la moitié inférieure de celle-ci. Il s'agit d'un conglomérat polygénique empruntant l'essentiel de son matériel aux formations briovériennes sous-jacentes : grès, wacke, quartzite, rare phtanite, siltstone, quartz, emballés dans une matrice parfois abondante. Rutilé, zircon, tourmaline sont présents accessoirement et M. Lopez-Munoz (1981) signale localement la présence de chloritoïde dans la matrice. Les éléments remaniés sont très hétérométriques, mais ne dépassent généralement pas quelques centimètres. A l'exception des galets de quartz qui sont très roulés, et proviennent sans doute du remaniement des horizons de Conglomérat de Gourin, les clastes sont toujours anguleux et légèrement usés. La matrice est composée de quartz recristallisé, de chlorite et séricite.

* Les arguments établissant l'âge arénigien de cette formation n'étant pas connus à l'époque de la fabrication de la carte, c'est l'attribution « classique » au Trémadocien qui apparaît en légende.

O1-2C. **Grès de Courouët** (0 à 45 m). Cette formation n'est reconnue sur la feuille Châteaubriant qu'aux alentours de Saint-Aignan-sur-Roë (Le Corre, 1966) où elle fut exploitée dans une série de petites carrières près du bourg, mais en partie comblées aujourd'hui. Le contact avec les siltites et argilites du Briovérien n'est pas visible. Le Grès de Courouët est un grès quartziteux blanc, mal classé, avec des passées grossières à microconglomératiques. Le grain moyen est de l'ordre de 150 µm. La matrice, peu abondante, est chloriteuse et quartzreuse. Les clastes sont pour l'essentiel des grains de quartz, de microquartzite noir et accessoirement des grains de zircon. A son toit, la Formation du Grès de Courouët passe à une trentaine de mètres de siltite quartzreuse rouge représentant le faciès indifférencié de la Formation de Pont-Réan (O1-2).

O1-2. **Siltites rouges ou vertes, grès fin et argilites ocre.** Constituant le faciès indifférencié de la Formation de Pont-Réan, les siltites rouges ou vertes et les grès et siltites associés sont très bien exposés dans la partie sud de l'anticlinal de Châteaubriant. Dans les autres synclinaux, cette série est peu épaisse et est souvent difficile à identifier spécifiquement.

Les siltites rouges ou vertes sont des sédiments relativement homogènes, en bancs plurimétriques, massifs, à stratification souvent peu visible hormis le litage souligné par les bancs (< 1 m) de grès fins (région de Margat) interstratifiés. Les éléments figurés sont des grains monominéraux de quartz, de muscovite, de zircon. La matrice, très abondante, est composée de quartz et séricite recristallisée. Dans la carrière de Margat, les siltites vertes ont fourni *Lingula lesueuri*.

Formation du Grès armoricain. Arénigien (puissance 300 à 500 m)

Cette formation s'ordonne autour des axes anticlinaux de la forêt d'Araize et de Châteaubriant, et regroupe des lithofaciès à dominante arénacée ou pélitique qui ont conduit à sa subdivision (Kerforme, 1915, 1919) en trois membres bien individualisés :

- le membre gréseux inférieur (ou « Grès armoricain inférieur ») O2a ;
- le membre silto-gréseux intermédiaire (« Schistes intermédiaires » ou « membre de Congrier »*) O2b ;
- le membre gréseux supérieur (ou « Grès armoricain supérieur ») O2c.

Le caractère original du Grès armoricain réside dans :

- sa grande extension (échelle continentale) et le volume important des dépôts dont la provenance reste hypothétique : démantèlement d'une cordillère septentrionale (Chauvel, 1968) ou distribution par auto-remanement, sur une plate-forme sous-aquatique peu profonde, d'un stock sableux disponible *in situ*, déjà relativement évolué (Guillocheau et Rolet, 1982) ;
- ses sédiments « supermatures » des membres inférieur et supérieur, son évolution séquentielle complexe et son caractère globalement transgressif (Guillocheau et Rolet, 1982) ;
- ses dépôts épisodiques de minerai de fer.

* Commune sur laquelle a été implanté le sondage ayant permis l'étude de référence de ce membre (Alix, 1966), mais appellation contestable, l'agglomération proprement dite étant bâtie sur la Formation du Châtellier.

L'ensemble des lithofaciès évolue entre un pôle purement arénacé et un pôle purement pélitique, dont les caractères chronologiques et sédimentaires suggèrent un paléoenvironnement oscillant entre des paléomilieux côtiers, subaquatiques, plus ou moins soumis à l'action des vagues ; ou de décantation tranquille à l'abri de cette même action, plus ou moins ouverts au domaine marin franc méridional. Cette sédimentation marine épicontinentale, à caractère épisodique ou chronique plus ou moins prépondérant ou imbriqué, est attestée par la nature des traces d'activité biologique et des figures sédimentaires : ripple marks, chenaux, load casts, stratifications entrecroisées, pistes et terriers (Durand, 1984).

La transgression, qui pourrait être partiellement eustatique, s'accompagne de mouvements tectoniques verticaux brefs de faible amplitude, avec courtes périodes d'émersion (fentes de retrait interprétées comme des fentes de dessiccation, formation de « brioches » ; Durand, 1984) ou de réactivation de la sédimentation (minces niveaux microconglomératiques à galets phosphatés et tests de lingulidés ; Chauvel, 1968).

O2a. **Membre gréseux inférieur.** Ce membre (puissance moyenne 200 à 300 m) repose ici normalement sur la Formation de Pont-Réan à laquelle il succède par un passage progressif.

L'essentiel du membre inférieur est caractérisé par un faciès homolithique gréso-quartzitique à sédimentation rythmique sans granoclassement marqué, admettant quelques intercalaires silto-pélitiques. La rythmicité est chronique et se traduit par la répétition continue d'alternances millimétriques à décimétriques, straticulées, au sein des séquences plurimétriques d'ordre supérieur. Dans les niveaux exclusivement arénacés, les bancs monolithiques, toujours limités par des joints de sédimentation, n'excèdent que rarement un mètre d'épaisseur. Ce membre est constitué principalement de quartzite pur à grains engrenés et de grès-quartzites à ciment séricito-chloriteux avec muscovite détritique, laquelle, parfois abondante, donne des niveaux psammitiques. Tourmaline, zircon, rutile sont toujours présents mais en faibles proportions. A l'exception de rares et minces lits grossiers ou microconglomératiques, ce sont des arénites à grains très fins à fins (< 100 à 150 μ) homométriques, blanchâtres par altération superficielle, gris à gris bleuté en profondeur, admettant quelques passées peu épaisses de siltites plus ou moins schistosées.

Quatre couches interstratifiées de **minerai de fer** (Fe) y ont été reconnues et désignées par les lettres A, B, C et D, A étant la plus récente. Leur position relative est donnée figure 1.

Les dernières masses gréseuses surmontant la couche A varient notablement en épaisseur (1 à 14 m), excluant la notion de limite lithostratigraphique précise entre membres inférieur et intermédiaire. Par contre, l'intervalle séparant le mur d'un niveau-repère calcareux du membre intermédiaire et le toit de la couche A, reste relativement constant (24 à 30 m environ) avec une moyenne de 27 mètres (Alix et Chauvel 1966). Seules les deux couches supérieures, qui présentaient un intérêt économique, sont bien connues. La puissance de la couche unique A varie de 1,3 à 4,2 mètres

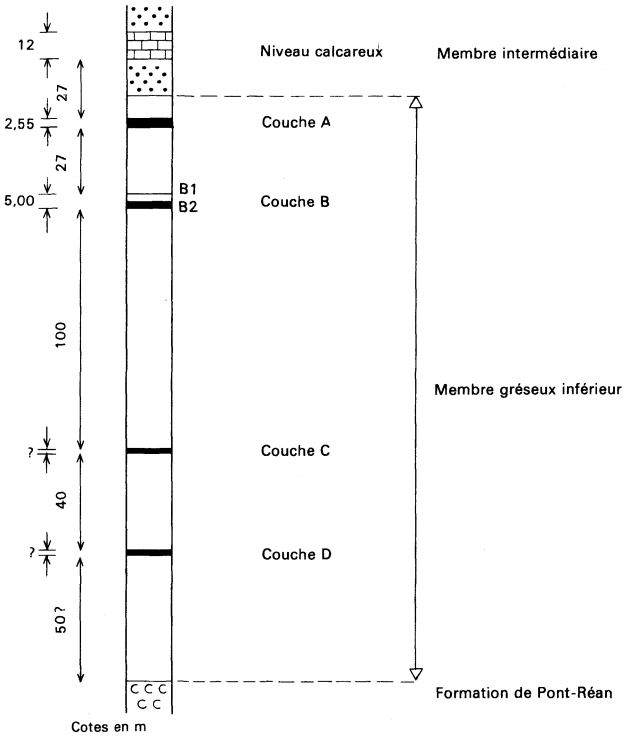


Fig. 1 - Stratigraphie des couches de minerai de fer de l'Ordovicien inférieur et de leurs enveloppes stériles établie à l'aide des puissances moyennes calculées d'après diverses données utilisables, (d'après J.-J. Chauvel, 1968).

(moyenne 2,5 m environ) et tend à diminuer vers l'Est, parallèlement à l'appauvrissement de la teneur globale en quartz dans la même direction. La couche B, d'une puissance moyenne d'environ 5,9 m, est subdivisée en trois couches inégales totalisant une épaisseur globale minéralisée d'environ 1,90 mètre (Chauvel, 1968). Du point de vue pétrographique, les types les plus fréquents sont des siltites et des arénites ferrifères pouvant contenir à certains niveaux des sphérites répondant plus souvent à la définition des pseudo-oolites, les oolites véritables étant très rares, les oolites superficielles fréquentes. Les paragenèses les plus courantes réunissent le quartz, la magnétite, la sidérite et des silicates ferrifères (bavalite et stilpnomélane). Les paragenèses à hématite ou à pyrite sont rares (Chauvel, 1968). Ce même auteur note la présence de minéraux phosphatés (lazulite, wolféite) et de chlorite incolore (notamment carrière de Saint-Aubin-des-Châteaux où celle-ci apparaît dans un banc en lieu et place de la couche ferrifère).

Dans l'ensemble de la Bretagne, le Grès armoricain est pauvre en organismes : trilobites (asaphidés), brachiopodes (*Lingulidae* : *Dinobolus brimonti*),

arthropodes (*Ogygia armoricana*), bivalves (actinodontes : *Lyrodesma armoricana*, *Ctenodonta æhlerti* etc.), qui ont pu donner un âge arénigien. Par contre, les traces de vie organique peuvent être abondantes à certains niveaux, plus particulièrement vers la base de ce membre. De nombreuses formes ont été décrites dont, parmi les plus communes : *Cruziana*, *Daedalus*, *Skolithes* (anciennement et respectivement : bilobite, vexillum, tigilite).

O2b. **Membre silto-gréseux intermédiaire** (puissance 80 à 120 m). Ce membre n'affleure que rarement. Il se marque dans le paysage par une dépression séparant les deux membres gréseux et où il se manifeste par la présence de quelques lamelles schisteuses tendres versicolores. Les sondages qui l'ont traversé montrent une unité rythmique à tendance homolithique silto-pélique dominante, admettant quelques alternances silto-gréseuses d'importance variable où l'on distingue encore des épisodes finement stratifiés, parfois à structure entrecroisée. Son contact avec le membre inférieur gréseux est progressif et mal calé stratigraphiquement par rapport au toit de la couche ferrifère A ; au sommet, le contact avec le membre gréseux supérieur, rarement visible, apparaît franc. Dans la moitié inférieure, certains sondages ont recoupé un niveau carbonaté principal d'une épaisseur moyenne d'environ 12 mètres et dont la base se situe à une distance moyenne, peu variable, de 27 mètres au-dessus du toit de la couche A (Alix et Chauvel, 1966). La régularité, au moins locale, de ce niveau, sous-entend une origine chimique de la calcite qui peut représenter jusqu'à 22 % de la roche.

La masse principale est constituée de pélites plus ou moins silteuses et micacées, à chlorite, illite, quartz. Les micas détritiques, parfois abondants, sont essentiellement : muscovite, chlorite et traces de biotite. Les minéraux lourds, tourmaline, zircon, sont rares. Les faciès les plus communs sont facilement altérables et prennent alors diverses couleurs : ocre, verdâtre, rose, lie-de-vin. Certains faciès plus sains, bleu noirâtre, présentent un caractère subardoisier (Pouancé).

Ces sédiments correspondent à l'approfondissement local et temporaire du bassin, probablement en milieu abrité de mer intérieure, comme semble en témoigner l'absence totale d'organisme fossile.

L'étude des traces de vie met au contraire en évidence l'importance de la bioturbation à certains niveaux, en particulier des terriers dont plusieurs formes ont été décrites : terriers laminaires, terriers de surcreusement, terriers condritiformes, ainsi que des pistes et galeries (Chauvel, 1960 ; Alix, 1967 ; Durand, 1984).

O2c. **Membre gréseux supérieur** (puissance 80 à 120 m). Ce membre marque le retour à une sédimentation arénacée semblable à celle du membre inférieur dont il ne se distingue ni pétrographiquement, ni sédimentologiquement de manière fondamentale. Les rares sondages l'ayant recoupé (Pléchatel, Martigné-Ferchaud, Congrier) montrent en effet une sédimentation rythmique et des figures associées très identiques, avec toutefois des intercalations péliques et psammitiques plus nombreuses et/ou plus épaisses.

ses (décimétriques). Ce sont des grès et quartzites très fins à fins (grains $< 100 \mu$) à quartz isogranulaire (90 à 100 % du volume de la roche), muscovite détritique, séricite et traces de chlorite. Les passages aux pôles pélitiques à muscovite, chlorite, illite, se font par tous les intermédiaires, sans granoclassement. De minces lits microconglomératiques à galets phosphatés et tests de lingulidés y ont également été rencontrés. Dans les faciès fins, la schistosité est mal exprimée.

Des niveaux grésos-carbonatés (inconnus en surface) ont été recoupés, au toit, en alternances peu épaisses (< 4 m) et surtout au mur, en banc homolithique gris clair, assez tendre, d'environ 13 mètres d'épaisseur et contenant jusqu'à près de 5 % de calcite d'origine primaire probable, surmonté sur plus de 11 mètres par des alternances grésos-pélitiques également carbonatées (Alix et Chauvel, 1966).

Les critères distinctifs d'avec le membre gréseux inférieur sont : l'absence de minéralisation ferrifère sédimentaire ; l'existence de niveaux radioactifs multiples à zircon et monazite, au toit, en partie médiane et au mur, le niveau central étant le plus riche et le plus épais (Alix, 1966) ; et enfin la présence, rare, d'*Ogygia armoricana*, fossile caractéristique de ce membre. Les traces de vie organique, localement abondantes, sont identiques à celle du membre gréseux inférieur. L'étude des assemblages de chitinozoaires (Deunff et Chauvel, 1970) confirme l'âge arénigien du Grès armoricain.

Formation d'Angers—Traveusot. Llanvirnien, Llandeilien, *pro parte* Caradocien (puissance 300 à 400 m)

03-4. **Pélites silteuses subardoisières sombres, à quartz, chlorite, séricite.** Connue également sous le nom de « Schistes d'Angers » ou de « Schistes à Calymènes », cette puissante formation concrétise l'extension maximale du bassin. Elle est caractérisée par une sédimentation calme de plateforme typique, franchement ouverte au domaine marin (dépôts de tempêtes), un faible taux de subsidence plus ou moins associé à des variations eustatiques, et par une grande homogénéité verticale et latérale des faciès (Durand *et al.*, 1984). Le passage du Grès armoricain aux Schistes d'Angers se fait par une très brève période de transition en régime d'alternances grésos-silteuses.

La Formation d'Angers—Traveusot occupe de larges surfaces déprimées où la monotonie relative des faciès rend toute subdivision interne délicate et aléatoire. Le faciès-type correspond, du point de vue granulométrique, à une siltite essentiellement quartzo-séricito-chloriteuse, de couleur grise à bleu-noir, et à caractère plus ou moins ardoisier en fonction des proportions relatives des minéraux constitutifs et du degré de métamorphisme inégalement réparti. Les éléments figurés détritiques ou paragénetiques sont : le quartz ($< 50 \mu$, le plus souvent situé entre 10 et 20 μ) plus ou moins solubilisé sous contrainte en lenticules ; les chlorites en fine paillettes néoformées dans la schistosité ou en micro-nodules ; et les micas blancs en grosses lamelles (80-100 μ) d'origine détritique (muscovite, phengite) ou en fines paillettes néoformées (phengite, paragonite) ; il convient d'ajouter divers minéraux accessoires : rutilé en feutrage aciculaire parfois abondant dans

les plans de schistosité, pyrite microcristalline en petits nodules ou cubes bien cristallisés, plus rarement calcite et phosphates à certains niveaux et très rares minéraux lourds (zircon, tourmaline, monazite). Le **chloritoïde**, lié au métamorphisme, peut se développer (O3-4[1]) à certains niveaux chimiquement favorables (Le Corre, 1969).

Les subtiles variations de microfaciès, difficiles à maîtriser cartographiquement, évoluent verticalement et latéralement avec tous les termes intermédiaires entre un faciès « grossier » riche en quartz (35 %) dont les grains peuvent atteindre 40 μ , et en micas blancs détritiques, et un faciès « fin » pauvre en quartz (< 15 % ; 10 à 20 μ) mais plus riche en chlorite. Les faciès « fins » caractérisent plutôt la base de la formation qui débute parfois par un niveau argiliteux tendre, versicolore sur plusieurs dizaines de mètres. Les faciès « grossiers » se rencontrent de préférence au sommet où s'intercalent de rares lits centimétriques grésosilteux. Des nodules centimétriques noirs, ovoïdes ou allongés, existent dans toute la formation mais peuvent se concentrer abondamment à certains niveaux, généralement au toit et dans la zone médiane. Ce sont des corps silteux souvent très durs, parfois pyriteux ou fossilifères. Des **sphéroïdes grésosargileux** aplatis, pouvant atteindre 30 à 40 centimètres, se rencontrent localement au sommet de la formation.

L'horizon à lits gréseux (« Grès de l'Épinay »), observé sur la feuille voisine Bain-de-Bretagne, n'a pas été reconnu sur ce territoire.

La faune de la Formation d'Angers-Traveusot est relativement abondante et variée. La limite biostratigraphique Arénigien-Llanvirnien ne coïncide qu'approximativement avec la limite lithologique.

Le Llanvirnien, estimé entre 100 et 130 mètres d'épaisseur, est confirmé par la présence d'un niveau à *Didymograptus* (*D. bifidus*, *D. munchisoni*, *D. stabilis*), situé généralement à une dizaine de mètres au-dessus du Grès armoricain et exceptionnellement associés à des *Orthis* à grosses côtes et à de grands trilobites (asaphidés). Un nouvel horizon-repère à *Orthis* à grosses côtes se retrouve assez régulièrement à 40 à 50 mètres de la base des schistes, plus ou moins associés à de rares trilobites (*Synhomalonotidae*, *N. tristani*). L'association *Neseuretus tristani*-*Dalmanitina* (*Eodalmanitina*) *macrophthalmia* semble localisée à la limite imprécise Llanvirnien-Llandeilien (Henry, 1969).

La faune habituelle llandeilienne est plus riche et variée : trilobites (*Colpocoryphe rouaulti* et *C. salteri*, *Neseuretus tristani*, *Eoharpes guichennensis*, *Kloucekia micheli*, *Placoparia tournemini*, *Ectillaenus giganteus*, *Dionide* sp., *Illaenus giganteus*) ; brachiopodes (*Stropheodonta* sp., *Orthis* à fines côtes, *Aegiromena marina*) ; nombreux échinodermes cystoïdes du genre *Calix*, *Codiacystis*, *Aristocystis*, *Tholocystis chauveli* ; gastéropodes (*Bellerophon*) ; céphalopodes (*Orthoceras* sp.) ; ostracodes (*Ctenobolbina hispanica*, *Aparchites* sp.), quelques graptolites diplograptidés (*Glyptograptus teretusculus*) et les derniers exemplaires de *Didymograptus munchisoni*.

La formation reste pauvre en micro-organismes. Quelques concentrations de conodontes et de micro-sphérules *incertae sedis* y ont été rencon-

trées à de rares niveaux, plutôt inférieurs à moyens. Les 100 derniers mètres de la formation ont livré un matériel microplanctonique mal conservé à acritarches, presque totalement constitué par la réunion d'individus appartenant aux genres *Desmochitina* et *Rhabdochitina* (Le Corre et Deunff, 1969) d'âge llandeilien moyen à supérieur. A La Noë (Sud-Ouest de Sion-les-Mines, feuille Bain-de-Bretagne), à quelques mètres sous une lentille gréseuse rapportée à la Formation du Châtellier, les schistes ardoisiers ont livré un assemblage de chitinozoaires, en particulier *Laufeldochitina stentor* et *Desmochitina minor*, limite Llandeilien—Caradocien (Herrouin et Paris, 1984).

Formation du Châtellier. Llandeilien supérieur à Caradocien inférieur (puissance 80 à 120 m)

O5a. **Grès verts micacés chlorito-feldspathiques et lentilles de quartzites blancs.** Appelée aussi « Grès du Châtellier », cette formation constitue un repère lithostratigraphique commode entre les deux formations schisteuses encaissantes qu'elle sépare généralement par un léger relief. Le passage inférieur aux grès est progressif mais lithologiquement bien contrasté ; il se fait par un intervalle réduit d'alternances. Au toit, la limite entre le faciès purement gréseux et les formations silto-gréseuses sus-jacentes est moins nette. Sa puissance est variable et peut atteindre son maximum (environ 120 m au Châtellier) dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud. Les bons affleurements montrent une sédimentation rythmée à bancs gréseux dominants séparés par des joints ou des interlits au maximum décimétriques de shales noirs fins micacés, et où l'on peut observer quelques stratifications obliques, des rides très fréquentes ainsi que des structures sédimentaires de type « slumping » avec « boules ou cylindres de glissement sous-aquatique » pouvant atteindre 0,5 à 1 mètre (carrière du Harou, Martigné-Ferchaud).

Il s'agit d'un grès fin généralement homométrique (taille moyenne des grains 80 à 100 μ , écart maximum 10 à 250 μ) et bien classé. Trois faciès, inégalement représentés, coexistent : le type pétrographique le plus répandu ainsi que le plus caractéristique est une arénite (limite wacke) micacée, feldspathique, de couleur brun verdâtre à l'affleurement, gris-noir à noir en profondeur. L'échantillon moyen donne : quartz 60 à 70 % du volume de la roche, micas blancs 10 à 20 %, feldspaths 3 à 10 %, matrice chlorito-micacée 10 à 20 %, minéraux lourds et opaques 1 à 2 %. Un faciès blanc grésos-quartzitique (quartz-arénite) apparaît parfois en lentilles épaisses, sans position bien déterminée au sein du faciès vert, donnant en moyenne : quartz 85 à 90 %, micas détritiques 5 %, feldspaths 1 à 3 %, matrice chlorito-micacée inférieure à 10 %, minéraux lourds et opaques 0,5 %. Un troisième faciès quartzitique brun à beige, peu fréquent, se rapproche pétrographiquement du précédent. Les phyllites détritiques se présentent généralement en grandes lamelles de muscovite, chlorite et biotite plus ou moins chloritisées. Les minéraux lourds sont représentés presque exclusivement par des zircons, du rutile et des opaques auxquels s'ajoutent de rares tourmalines.

L'originalité de cette formation, qui la distingue des autres grès paléozoïques, provient de l'abondance relative de la matrice chlorito-micacée et de la présence de feldspaths plagioclasiques proches des pôles alcalins (albite et

microcline). La fraction de microcline tend à diminuer puis à disparaître vers le Sud.

L'âge de la Formation du Châtellier reste controversé en raison de l'extrême pauvreté de la faune : *Dalmanites incertus*, *Orthis berthoisii*, cystoïdes, bivalves. Certains auteurs, après F. Kerforne (1899), inclinent à la placer au sommet de l'Ordovicien moyen, se fondant sur l'absence de *Marrolithus bureaui* au sommet de la Formation d'Angers. Suite à la découverte de *Kloucekia incerta*, F. Kerforne (1899) proposait déjà un âge ordovicien supérieur. La mise en évidence d'une biozone à *Laufeldochitina stentor*, signalée précédemment au toit des Schistes d'Angers, tend à confirmer cette dernière hypothèse, tout au moins dans les zones méridionales des synclinaux.

Formation de Riadan—Renazé. Caradocien—Ashgillien (?) (puissance 200 à 350 m)

O5b-6. **Siltites plus ou moins grossières, micacées, feldspathiques** (anciennement appelées « Schistes de Riadan » ou « Schistes à *Trinucleus* »). Le passage des grès sous-jacents à la Formation de Riadan—Renazé se fait en continuité, sans rupture fondamentale dans la nature des dépôts. La similitude des constituants minéralogiques de la moitié inférieure, plus grossière, de cette formation avec ceux des Grès du Châtellier laisse supposer des sources d'approvisionnement comparables. La tranche supérieure montre au contraire une prédominance de sédiments fins, moins littoraux, très argileux au sommet. Si ce découpage principal se confirme assez bien sur l'ensemble de la feuille, il ne semble pas possible d'établir de corrélations de détail systématiques. Des décharges gréseuses, feldspathiques, parfois calcaires (O5b-6 [1]) (Congrier, Renazé), tantôt en minces strates, tantôt lenticulaires, peuvent apparaître à tous les niveaux, traduisant des conditions tectoniquement instables. De même, le niveau ardoisier, connu épisodiquement sur la bordure nord des synclinaux du Sud de Rennes depuis Renazé (environ 30 m d'épaisseur) jusqu'à Riadan (Nord de Bain-de-Bretagne), n'apparaît ou n'existe plus (?) vers le Sud.

C'est une formation hétérolithique dont les différents faciès sont liés aux variations de proportion et de granulométrie des constituants essentiels suivants : quartz (< 250 μ), micas blancs et chlorites détritiques ou néoformés, biotite et chloro-biotite détritiques, carbonates (< 15 % à certains niveaux, surtout gréseux), feldspaths (plagioclases presque exclusivement, le microcline n'apparaissant pratiquement plus) ; auxquels s'ajoutent les minéraux accessoires suivants : pyrite abondante constituant parfois de gros nodules, rutile aciculaire, zircon, tourmaline, leucoxène, phosphates et opaques divers. Ces faciès évoluent entre un pôle quartzitique (rare) à film intergranulaire chloriteux et des argilites finement silteuses plus ou moins micacées, à chlorite dominante et séricite, de couleur grisâtre, ocre, verdâtre, très tendres, rencontrées principalement au toit. Le classement est généralement médiocre et le degré de maturité faible. L'un des macrofaciès les plus communs et typiques est une siltite hétérogène assez grossière, parfois subarénacée, micacée, à schistosité fruste, grise à brun verdâtre. L'observation microscopique montre une structure de bioturbation « œillée » plus ou moins accusée, à concentrations subsphériques millimétriques de quartz

(< 130 μ), phyllites et plagioclases, plus ou moins dispersées ou coalescentes dans une matrice chlorito-micacée à quartz fin (60 μ) plus rare.

Les grès interstratifiés conservent une certaine affinité avec les faciès du Châtellier, pouvant entraîner leur confusion. Ce sont des grès relativement fins (quartz 10 à 300 μ max.), micacés, généralement plagioclasiques, parfois carbonatés, le plus souvent riches en matrice chlorito-ferrière. Parmi les phyllites détritiques, la muscovite et la séricite prédominent habituellement, plus rarement la biotite et chloro-biotite ; la chlorite est toujours présente en moindre quantité.

La faune, moins riche et variée que celle de Traveusot, est en outre mal conservée. Parmi les principaux trilobites rencontrés, citons : *Cryptolithus grenieri*, trinuéclidé décrit autrefois sous le nom de *Trinucleus seunesi*, *Prionocheilus pulcher*, *Colpocoryphe lennieri*, *Dalmanitina (D) cf. socialis*, *Kloucekia dujardini*. Cette association, dont l'homogénéité se retrouve en d'autres régions, présente d'indiscutables affinités avec les faunes du Caradocien inférieur de Bohême (Henry, 1969). *Pleurotomaria bussacensis* se manifeste plutôt à un niveau sommital, éventuellement associé à divers organismes peu spécifiques : brachiopodes, lamellibranches orthidés nombreux, tiges de crinoïdes. Le Sud de la feuille Bain-de-Bretagne a livré quelques micro-organismes mal conservés à cachet caradocien dont : *Jenkinochitina tanvillensis* (?), *Desmochitina minor*, *Conochitina* sp, *Belochitina robusta*. Les ardoisières anciennes de Riadan ont en outre livré : *Trinucleus pongerardi*, *Acidaspis buchi*, *Pharostoma pulchra*, *Illænus beaumonti*, *Dalmanites incertus*.

L'Ashgillien reste ici problématique et pourrait être représenté, au moins en partie, par la formation surimcombante, azoïque, de La Chesnaie.

Formation de La Chesnaie. Ashgillien (?) – Llandovérien inférieur (?) (puissance 85 à 100 m)

Celle-ci comprend deux membres lithologiquement bien distincts : un membre gréseux basal (S1a) et un membre argilo-silteux (S1b).

S1a. **Quartzites clairs saccharoïdes (« Grès de base »).** Le membre gréseux inférieur apparaît brutalement au-dessus des argilites sommitales de la Formation de Riadan—Renazé et se termine tout aussi brutalement sous les argilites supérieures. Cette formation homolithique de 25 à 30 mètres d'épaisseur se suit régulièrement et s'accompagne généralement d'un cailoutis quartzeux, parfois abondant, qui facilite son repérage au sol. Ce sont essentiellement des arénites de type grès-quartzite ou quartzite blanc d'aspect saccharoïde, matures, assez bien classées, à grain fin plutôt homométrique (grain moyen des quartz environ 100 à 150 μ , avec quelques individus subarrondis atteignant 300 à 500 μ), pauvres ou très pauvres en ciment phylliteux pâle (séricite-chlorite) formant un film intergranulaire plus ou moins frangé. Les micas détritiques, toujours rares ou absents, sont surtout des micas blancs (phengites ?), avec de rares biotites déstabilisées associées à des chlorites également pâles ou incolores. Le plagioclase est exceptionnel. Zircon, tourmaline détritique (et néoformée ?) et opaques sont toujours présents en faible quantité. Aucune faune n'a été observée sur cette feuille à ce niveau.

S1b. **Argilites faiblement silteuses (« Schistes moyens »)** (puissance 60 à 70 m). Très continu également, ce membre se présente toujours sous un macrofaciès altéré, très homogène, assez voisin des derniers termes de la série de Riadan—Renazé. Ce sont des argilites tendres, de couleur jaune verdâtre, parfois rosâtre, brun-ocre ou violine, rarement gris noirâtre. Microscopiquement, on observe des pélites très fines chloro-ferrifères, riches en produits diffus d'oxydation, à rubanement souligné par une faible quantité de silt fin plus ou moins granoclassé et de petites paillettes détritiques mica-cées de muscovite, séricite et biotite altérée avec quelques chlorites pâles. Les plagioclases, très rares, sont soit isolés, soit concentrés dans des lentilles millimétriques quartzo-feldspathiques, bioturbées (faciès rare). Le caractère le plus typique de ce sédiment consiste en de minces strates lenticulaires très étirées, formées de grains de quartz ($< 100 \mu$) de taille variable et dispersés ; les plus gros d'entre eux sont généralement arrondis, parfois corrodés, les plus fins anguleux. Les figures sédimentaires de type chenaux «slumping» ou «load cast» y sont peu fréquentes.

Aucune trace d'organisme n'a jusqu'à ce jour été trouvée dans ce membre. L'âge de la Formation de La Chesnaie reste donc indéterminé et l'on peut hésiter entre le sommet de l'Ordovicien supérieur et le Llandovérien inférieur dont la faune spécifique n'a pas été retrouvée jusqu'alors dans la formation sus-jacente de Poligné.

Formation de Poligné. Llandovérien moyen à supérieur (puissance 60 à 70 m)

S1c. **Quartzites clairs et psammites (« Grès culminants »).** Cette formation se caractérise par des grès armant des reliefs topographiques justifiant l'ancienne appellation de « Grès culminants ». Le passage inférieur se fait par des siltites et des grès fins, gris-blanc à bleutés, plus ou moins indurés, et des psammites. Les psammites se retrouvent en bancs peu épais au cœur de la formation, puis au toit en termes de transition où ils alternent avec des faciès silto-micacés. Le faciès banal est un grès blanc, saccharoïde, de texture quartzitique, plus induré que les grès inférieurs de La Chesnaie, bien lité en bancs décimétriques à centimétriques. Fortement quartzifié à certains niveaux, il pointe localement en lentilles rocheuses massives d'où se détachent de gros blocs erratiques. Microscopiquement, ce sont des quartz-arénites pauvres en ciment séricito-chloriteux pâle (5 à 7% maximum du volume de la roche), bien classées, homométriques (taille des grains comprise entre 50 et 400 μ , exceptionnellement 800 à 1 500 μ , avec une moyenne de 150 à 200 μ). Les phyllites détritiques, micas blancs (muscovite, phengite ?), séricite, chlorite pâle, biotite déstabilisée, sont rares ou absents et les grains lithiques (quartz mylonitique, microquartzite) peu fréquents. Les minéraux lourds, zircon, tourmaline, rutile peuvent être relativement abondants.

A l'Est de la feuille, au Grand-Boulay et au Haut-Ménil (Congrier), les alternances psammitiques basales de la formation ont livré une faune avec *Glyptograptus tamariscus*, *Monograptus sedgwicki*, *M. lobiferus*, *M. cf. distans*. L'ensemble de cette faune caractérise les zones 19 à 21 de Grande-Bretagne et correspond au Llandovérien moyen à supérieur. Les zones 16 à 18,

définissant la partie inférieure de l'étage, seraient donc à rechercher dans la Formation de La Chesnaie.

Formation de Renac. Wenlockien—Ludlowien (?) indifférenciés

S2-3. **Ampélites, shales bleu sombre, grès et siltites à lamines.** Ces terrains, occupant les cœurs synclinaux, constituent ici les derniers termes connus de la pile sédimentaire paléozoïque décapée par l'érosion. Leur puissance totale reste donc indéterminée. Désignés jusqu'alors sous les appellations de « Schistes (ou Formation) à sphéroïdes », la localité-type de Renac (feuille Pipriac) est introduite ici pour la qualité de la coupe visible le long de la déviation de cette agglomération. Cette formation n'affleure généralement pas et correspond topographiquement à un étroit plateau légèrement déprimé. Les derniers dépôts llandovériens de type euxinique, associés à quelques intercalations psammitiques, se poursuivent au Wenlockien, de sorte que la limite stratigraphique précise ne peut être établie que par la faune et/ou la présence épisodique de sphéroïdes. Les ampélites basales, peu épaisses (quelques mètres), passent insensiblement à des shales tendres, bleu-noir à noirs, également riches en matière organique et plus ou moins silteux, alternant avec des lits centimétriques (rarement décimétriques) de grès dont le faciès particulier se retrouve identique sur l'ensemble des synclinaux du Sud de Rennes. Pratiquement seuls marqueurs apparents de terrain, ce sont des grès psammitiques rubanés de couleur gris-bleu à noirâtre, bruns à ocre par altération, à surfaces de débit plus ou moins ondulantes, à stratification fine (inframillimétrique à centimétrique) oblique et/ou fortement entrecroisée, très riches en pyrite cubique ou microcristalline le plus souvent altérée et dissoute. Granulométriquement, ils doivent être classés à la limite des grès très fins et des siltites vraies. Le litage d'ordre centimétrique est marqué par une quantité plus ou moins grande (5 à > 60 %) de matrice ou de ciment à chlorite ferrifère verte ou brune, hydroxydes de fer et matière organique en proportions relatives variables. De minces lits de vannage de magnétite soulignent le microlitage inframillimétrique. Les micas détritiques, principalement muscovite-séricite, toujours petits ou très petits, se disposent régulièrement dans les plans de stratification. Tourmaline, zircon, ilménite et opaques divers peuvent être abondants.

Les **sphéroïdes**, rencontrés de préférence dans le niveau de base ampélique, sont des boules gréseuses généralement aplaties, de quelques centimètres jusqu'à une soixantaine de centimètres de diamètre, constituées d'une fine poussière quartzreuse poreuse riche en pyrite. L'altération met habituellement en relief à la surface des nodules une fine stratification subparallèle à l'aplatissement, mais ils peuvent être lisses. Ce sont de véritables niches à fossiles parmi lesquels : *Monograptus dubius*, *M. priodon* le plus fréquent, *Cardiola*, *Ceratiocaris*, des bivalves, des ostracodes et surtout des orthocères.

Des faciès de shales ont livré quelques micro-organismes plus ou moins fragmentés d'acritarches, de chitinozoaires dont *Sphaerochitina* sp., de sporomorphes et de diverses spores.

L'association *Monograptus priodon* et *M. dubius* fixe un âge wenlockien dans le Massif armoricain, mais n'exclut pas la présence possible du Ludlovien que pourraient confirmer certains chitinozoaires.

Ce milieu de sédimentation, mal élucidé, semble correspondre à un bassin peu profond, faiblement oxygéné, à la topographie complexe, coupé, au moins en partie, de l'océan et associé à des mouvements eustatiques positifs liés à la fonte des glaces de l'inlandsis saharien (Guillocheau et Rolet, 1982).

Formation de Thiellay

X. Alternances gréseuses gris verdâtre. Ce faciès d'âge inconnu n'a été observé que dans le synclinal de Martigné-Ferchaud *stricto sensu*. Disposé en chapelet lenticulaire, principalement sur le flanc sud, il se substitue, pour partie ou en totalité, aux formations de La Chesnaie et de Poligné qu'il occulte ou remplace en discordance cartographique, sans jamais déborder sur le cœur synclinal wenlockien. Les affleurements montrent un régime d'alternances gréseuses centimétriques, rarement décimétriques, séparées par des joints schisteux gris-noir déformés par de nombreuses figures de charge. Outre cette rythmicité, la couleur brun verdâtre et la présence fréquente de plagioclase et de microcline distinguent ces grès à matrice chloriteuse des faciès siluriens habituels. A La Pilais, une coupe continue dans un chemin creux montre un niveau bréchique synsédimentaire oxydé intraformationnel.

Les pendages observés se révèlent anarchiques, tantôt conformes aux structures normales (pendage Nord sur le flanc sud : Thiellay, La Légeardière, Les Gâtelières), tantôt inverses (La Pilais, La Ville-Gué, La Primaudière), sans toutefois montrer de déformations tectoniques intenses.

Les seuls fragments de chitinozoaires récoltés dans les interlits schisteux n'ont pas permis de datation, aussi sommes-nous réduits à des hypothèses pour rendre compte de ces anomalies cartographiques énigmatiques : olistostromes, écaillages tectoniques suggérés par les disharmonies structurales et des traces douteuses de mylonite, mais impliquant alors un polyphasage non démontré ; ou, plus probablement, sédimentation chenalisante localisée, entamant les formations llandovériennes à partir d'une source d'alimentation proche, comme permet de le supposer la présence de microcline.

ROCHES VOLCANIQUES ET FILONIENNES

ε. Métabasites indifférenciées. Dykes grenus et laves. Ces roches basiques se trouvent dans la moitié nord de la feuille, particulièrement dans les régions de Martigné-Ferchaud et de Congrier et plus discrètement au Nord de Fercé à Saint-Herblon, au Sud de Saint-Aignan et au SSW de Chelun. L'allure générale est celle de champs filoniens orientés N 130 à 140 E en moyenne (extrêmes : N 105 à 165 E). Ces corps basiques apparaissent en étroits fuseaux parallèles ou relayés, exceptionnellement supérieurs à 10 m d'épaisseur et rarement supérieurs à 300 m de longueur. Ils n'ont été rencontrés que dans les formations schisteuses d'Angers-Traveusot et à un

moindre degré dans celles de Riadan—Renazé où ils sont souvent décelables par un faible relief des épontes schisteuses légèrement indurées par le métamorphisme de contact.

Les faciès évoluent entre deux types :

- un faciès frais, grenu, à texture doléritique souvent pœcilitique, correspondant sans ambiguïté à des injections endogènes à paragenèse dominée par l'association de plagioclase basique (labrador), clinopyroxène (augite), chlorite secondaire, ilménite abondante avec accessoirement quartz, calcite, biotite, hornblende, actinote, épidote, apatite ;
- un faciès fin, vacuolaire, présentant des caractères de coulées, à paragenèse de composition spilitique pouvant résulter de phénomènes hydrothermaux liés au volcanisme. La composition minéralogique est la suivante : plagioclase (albite-oligoclase) en lattes automorphes et phénocristaux, le plus souvent totalement séricitisé, chlorite verte interstitielle ou en grandes plages, carbonates (calcite, sidérite ?), oxydes ferro-titanés, quartz et actinote (ouralitisations du pyroxène ?).

Les caractères effusifs de certaines metabasites (B. Moreau, comm. pers.) sont : la texture microlitique soulignant parfois une fluidalité, la présence de brèches volcaniques, la diminution de la taille des lattes d'albite à la base de l'unité d'écoulement, la présence de vacuoles, le métamorphisme de contact décelé uniquement à la base de la formation volcanique.

L'interprétation en termes de coulées interstratifiées dans les sédiments d'âge ordovicien moyen, suivies d'intrusions doléritiques plus tardives et sécantes sur la stratification, doit être tempérée par le fait que les faciès fins spilitiques peuvent recouper obliquement les structures de la Formation d'Angers. L'hypothèse d'une origine entièrement filonienne ne peut donc être rejetée ; elle est même confortée par des travaux détaillés récents (Chauris *et al.*, 1985).

Une minéralisation à berthiérite et à stibine principalement, avec mispickel, pyrite, or, de type fissural, peut être associée à ces metabasites (Coesmes, Martigné-Ferchaud, district du Semnon).

L'ensemble de ces metabasites est affecté par la schistosité régionale qui s'observe de préférence dans les faciès fins, mais se marque aussi dans certains dykes grenus. La mise en place du champ filonien est donc anté-hercynienne et post-Ordovicien supérieur ou peut-être même post-Dévonien moyen si l'on peut établir un parallèle avec les filons basiques, d'aspect comparable, du Paléozoïque médian de la région de Broons.

Le même symbole a été utilisé pour désigner une roche filonienne fortement hydrothermalisée, d'aspect lamprophyrique, rencontrée uniquement dans les grès de la Formation de La Chesnaie, à La Robichais en Villepot (et à Thourie, feuille Bain-de-Bretagne).

Q. Quartz filonien. Les filons d'importance cartographique sont rares et liés généralement aux accidents N 150 °E (Le Fresne, Saint-Aignan-sur-Roë, Pouancé). Une exception, à l'Est de Rougé, montre deux corps filoniens

quartzeux alignés Est-Ouest. La méso- et micro-fracturation de tous les terrains s'accompagne souvent de nombreux filonnets généralement d'aspect laiteux, plus rarement géodique.

Les deux niveaux quartziteux siluriens sont particulièrement riches en quartz. De même, les corps basiques sont fréquemment traversés de veines quartzo-carbonatées localement minéralisées (Au-Sb).

TERTIAIRE

Formations sédimentaires et complexe d'altérites continentales du Paléogène

Ces formations, parfois désignées sous le terme général de « sidérolitique », n'apparaissent ici que marginalement par rapport à la feuille voisine Bain-de-Bretagne où elles sont largement développées. Il s'agit d'un ensemble d'altérites, le plus souvent à texture conservée, installé sur n'importe quel terme du substrat. Ces altérites ne fournissent qu'un nombre limité de faciès dépendants de la lithologie de la roche-mère : les altitudes s'échelonnent entre les cotes + 60 et 105 m.

✍ **K. Altérites kaoliniques peu ou pas ferruginisées, supposées paléocènes.** Les faciès kaolinisés peu ou pas ferruginisés débutent les profils de latéritisation, débordant souvent largement des faciès sus-jacents. Affectant la Formation des Schistes d'Angers, cette altération météorique donne des argiles gris noirâtre, encore exploitées au Sud de Châteaubriant et dont on retrouve l'extension jusqu'au coin sud-ouest de cette feuille. Cette altération peut se traduire sur les faciès gréseux par une simple arénisation (forêt de Javardan) ou une kaolinisation (argile blanche et verte de Pouancé) plus ou moins karstique ou pénétrative dans les interlits.

Relativement aux sédiments présumés éocènes qui les surmontent, ces altérites sont paléocènes ou crétaées.

✍ **F. Altérites ferruginisées, supposées paléocènes.** Succédant très ponctuellement aux altérites précédentes, des indurations ferrugineuses forment des concrétions pisolitiques, de la taille de boulets, emballées dans l'argile. Cette imprégnation prend parfois des proportions telles, notamment dans les faciès schisteux, que le niveau apparaît comme feuilleté par le fer. Les théories relatives à la genèse des minerais de minière sont exposées en détail dans de multiples travaux dont les plus spécifiques sont dus à F. Kerforne (1912, 1917), L. Cayeux (1918), S. Durand (1960), J. Estéoule-Choux (1967), B. Clercx (1970).

e. **Épandages et colluvions réputés éocènes.** L'analyse de ces formations morcelées s'avère délicate car les repères chronostratigraphiques font défaut ; seules lithologie et morphologie sont susceptibles de caractériser ces formations rarement litées. En outre, des processus continentaux de pédogenèse se succèdent et apportent leurs cachets en voilant tout ou partie des caractères initiaux.

Ces roches apparaissent sous forme de dalles subhorizontales d'épaisseur inférieure à 2,5 m, généralement fragmentées en gros blocs, souvent à structure colonnaire normale au plan de dépôt, et reposant sur un substrat paléouprotérozoïque altéré ou sur des matériaux argilo-silteux qui constituent le faciès paléocène. Ces dalles, toujours en position supérieure par rapport aux autres formations paléogènes lorsqu'elles coexistent, résultent de la silicification *in situ* d'une paléosurface colluviale ainsi fossilisée et montrant parfois, à la base du profil, des éléments bréchiques du substrat plus ou moins disloqué, voire même des pans entiers de ce même substrat. Plusieurs épisodes de silicification, donnant à ces roches de type « grès ladère » une teinte beige clair, ont pu alterner avec des phases de ferruginisation ou de déferruginisation leur conférant des tons rougeâtres plus ou moins accusés. Dans les matériaux hétérogènes, cette induration conduit à des conglomérats (ou pseudo-conglomérats) à « coiffes » polarisées titanifères. L'induration ferrugineuse diffuse peut également souligner une illuviation tubulaire verticale typique de ces niveaux.

La datation des sédimentations, des silicifications et des ferruginisations est toute relative. Toutefois, si la période de silicification est l'homologue de celle qui affecte les « grès à sabals » des régions périphériques (Durand, 1960), elle serait fini-lutétienne à fini-bartonienne. Au Sud de Rennes, la sédimentation kaolinique, qui serait l'homologue du faciès inférieur de cette région, est affiliée à l'Éocène (Estéoule-Choux, 1967). Ainsi, le faciès supérieur serait fini-éocène et les processus continentaux qui l'affectent, seraient fini-éocène ou même début de l'Oligocène. Néanmoins, dans le bassin de Paris, les formations de type ladère ne sont connues que sous la base du Lutétien, ce qui placerait ces différents phénomènes à la base de l'Éocène.

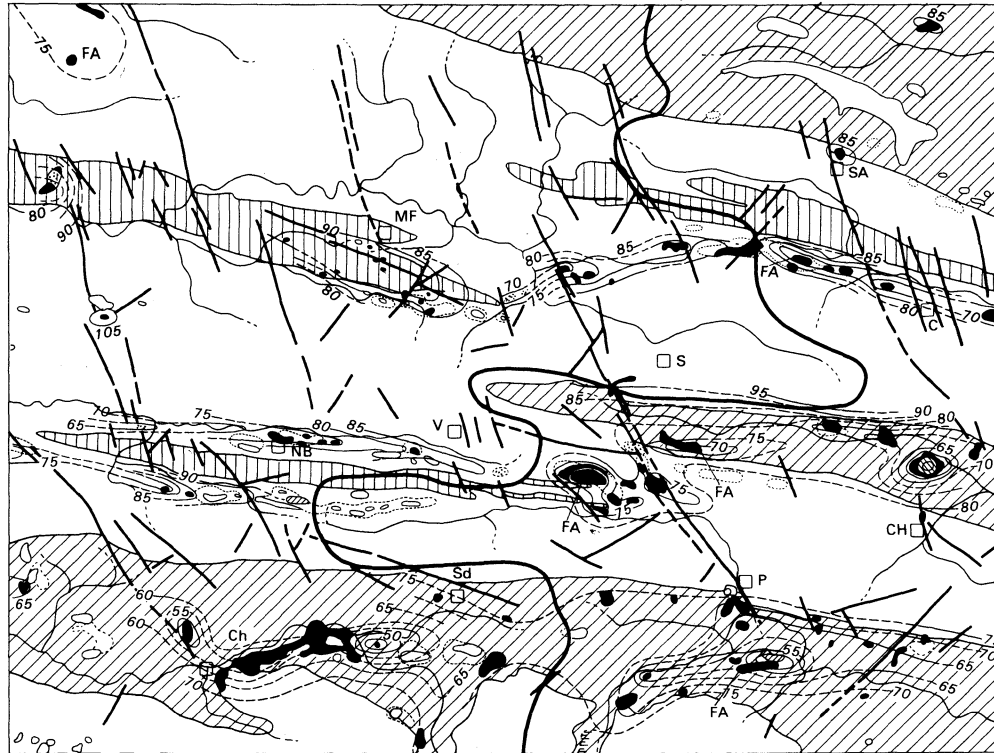
Formations sédimentaires du Néogène










m₂ et/ou m₂-p. **Faluns miocènes et/ou mio-pliocènes.** La transgression miocène inaugure la sédimentation néogène avec le dépôt de faluns. Ceux-ci n'affleurent qu'en trois sites sur la feuille : Les Mâts en Chazé-Henry, La Prévrière, Le Mortier en Noyal-sur-Brutz ; ils ont été reconnus par sondages en cours des levés à La Renardière en Congrier, à La Bardorgère, au Bas-Village en Pouancé, et enfin au Matz en Coësmes. Hormis celui de Chazé-Henry attribué à l'« Helvétien », les divers gisements restent d'âge indéterminé, miocène à redonien (m₂-p).

Les gîtes reconnus par sondages montrent tous la succession suivante, avec de bas en haut : faluns (sur substrat), argile noire ou grise plus ou moins coquillière (environ 2 mètres) ou riche en fragments de côtes d'*Halitherium* (Le Matz) et enfin, sables. Les argiles ont toutes donné un âge redonien à caractère angevin. Dans les faluns de Chazé-Henry ont été décrits des galets de schistes à la base et des sablons calcaires au sommet, profondément ravinés et surmontés à leur tour par des argiles rouges (0,60 mètre) surmontées elles-mêmes par un banc de graviers.

La cote du mur de ces formations évolue entre 50 m (Chazé-Henry, La Prévrière) correspondant à des grabens (fig. 2), et 92 m (Le Mortier).

Fig. 2
Courbes isobathes approchées
du mur des sables tertiaires
et des faluns associés
 (équidistance : 5 m)



-  Silurien
-  Ordovicien
-  Briovérien
-  Ligne de partage des eaux
-  Sables indifférenciés en place et auréole colluviale
-  Sables résiduels
-  Faluns et argiles redoniens
-  FA
Idem reconnus par sondages
-  Faluns miocènes
- C Congrier
- Ch Châteaubriant
- CH Chazé-Henry
- MF Martigné-Ferchand
- NB Noyal-sur-Brutz
- P Pouancé
- S Senonnes
- SA Saint-Aignan-sur-Roë
- Sd Soudan
- V Villepot

p. **Pliocène. Sables et argiles indifférenciés.** La lithologie des sables et leur mode de gisement conduisent à distinguer deux types de formations déjà entrevues plus à l'Ouest sur la feuille Bain-de-Bretagne :

pSG. **Faciès sablo-graveleux.** De petits placages d'épaisseur métrique tapissent les reliques d'une ancienne surface d'aplanissement correspondant aux surfaces culminantes actuelles ; les cotes du mur y oscillent entre + 85 et 105 m. Ce sont des sables quartzeux grossiers, le plus souvent accompagnés de quelques galets quartzitiques peu ou pas altérés. Empâtés d'argiles rougeâtres, ces gisements s'opposent aux suivants par la position qu'ils occupent, l'intense illuviation qu'ils ont subi et l'absence de litage et de figures sédimentaires bien exprimés. Non datés, ils semblent être les témoins les plus anciens (peut-être continentaux) des épandages d'arènes qui ont alimenté les gîtes voisins accumulés en milieu marin.

De tels placages sont visibles dans le synclinal de Martigné-Ferchaud et le long de l'anticlinal d'Araize (fig. 2).

pS. **Faciès sableux.** A l'affleurement, le faciès dominant est représenté par des sables à fraction grossière essentiellement quartzeuse mais où s'intercalent de minces lits argileux localement noirâtres ou gris. Un litage oblique ou entrecroisé y est généralement bien visible, souvent souligné par la présence de galets mous kaolinisés. Les grains de glauconie témoignent de l'origine marine de ces sables. La rubéfaction, qui leur confère des teintes rougeâtres en surface, s'atténue le plus souvent en profondeur vers des tons blonds à blancs. Lorsqu'ils reposent directement sur le substratum, ils sont généralement indurés à leur base en dalles de *roussard* (pSG), sorte de grès microconglomératique à ciment d'oxydes ferrifères et manganésifères.

Le remaniement des cuirasses ferrugineuses éocènes est attesté par la présence de *granules ferrugineux* (pSG \mathcal{F}) lustrés, intercalés dans les sables à La Boulaie (forêt de Juigné), et de faciès identiques associés à des galets quartzitiques au Grand-Bois aux Moines (Pouancé).

Quatre des sondages effectués dans ces sables (déjà cités ; cf. Miocène) ont montré la succession suivante, de bas en haut : *faluns* (pR), *argile coquillière* (pA), noire ou vert clair (environ 2 mètres) et enfin sable. Deux autres sondages n'ont rencontré que des argiles marron sous les sables (étang de Choisel, La Prévrière). A La Bardorgère, les faluns ont fourni une faune à lamellibranches, gastéropodes, bryozoaires, échinides, foraminifères et ostracodes, d'âge redonien. Dans les autres sondages, seules les argiles ont donné, outre les formes ci-dessus, des radiolaires, spicules de spongiaires, polypiers, algues, datant ces niveaux du Redonien supérieur (groupe angevin) (J.P. Margerel, comm. person.). Les argiles du Matz (Coësmes) sont également riches en côtes d'*Halitherium* que l'on retrouve également dans les colluvions voisines.

La figure 2 illustre clairement le mode de mise en place en « goulotte » de la plupart des gisements pliocènes le long des zones de thalweg des vallées de type appalachien. En outre, le tracé des courbes isobathes estimées du mur des bassins sableux et faluniens, montre que ceux-ci s'approfondissent

(environ de + 85 à + 65 mètres) de part et d'autre de la ligne actuelle de partage des eaux entre les bassins versants de la Vilaine à l'Ouest et de la Mayenne à l'Est. Ceci est particulièrement net pour des gisements jouxtant les synclinaux siluriens. Ce schéma semble cependant plus ou moins perturbé par les accidents cassants importants (faille de la Brutz—Châteaubriant, faille de Pouancé—Eancé). Cette représentation met d'autre part en évidence de petites grabens locaux tels ceux de Chazé-Henry (+ 50 m), Choisel (Châteaubriant) (+ 48 m), La Prévrière (+ 49 m), Soudan (+ 45 m) etc. La morphologie actuelle apparaît donc ici très voisine de la morphologie redonienne pratiquement fossilisée et probablement déjà bien dessinée au Miocène.

PLIO-QUATERNAIRE

p-IV. **Épandages graveleux des hautes surfaces.** Associées ou non aux formations sableuses pliocènes, des formations graveleuses occupent le sommet de reliefs secondaires préservés de l'érosion par leur propre couverture. Au voisinage des synclinaux siluriens, ils occupent les mêmes couloirs que les sables pliocènes. Ce sont alors des graves quartzitiques centimétriques et de couleur claire, empruntées au Silurien, peu roulées, sans cortex et ne comportant que de rares galets. Les graves occupant les vallées briovériennes ou plus rarement le sommet du Grès armoricain, apparaissent plutôt bien roulées, également centimétriques, à majorité de galets quartzitiques durs à cortex brun sombre.

Lorsqu'elles voisinent les sables pliocènes, ces graves les dominent toujours de quelques mètres. La figure 3 montre que les courbes isobathes du mur de ces formations oscillent dans une fourchette étroite entre + 80 et + 100 mètres (exceptionnellement + 70 m).

L'origine et l'âge de ces formations restent hypothétiques. Elles semblent affiliées à la période pliocène ou éoquaternaire et pourraient correspondre au début de la régression pliocène.

QUATERNAIRE

Formations colluviales et résiduelles

Rp. **Éléments résiduels du Pliocène.** Ont été ainsi désignées les reliquats sableux sans épaisseur résultant du décapage érosif.

Rp-IV. **Éléments résiduels graveleux plio-quaternaires.** Des galets épars, quartzitiques, à cortex brun, sont attribués aux formations résiduelles plio-quaternaires graveleuses. On les rencontre sur le Grès armoricain (La Robannerie), parfois sur le Briovérien du Nord-Est de la feuille.

RC. **Éléments résiduels caillouteux indifférenciés.** Quelques rares galets gréseux épars, à patine brunâtre, s'observent à diverses altitudes. Leur origine demeure incertaine.

C. Colluvions de versants. Ces formations correspondent à la mobilisation des altérites des formations antérieures, indurées ou non, déposées gravitairement sur les versants. Généralement composites et sans qu'il soit toujours possible d'identifier les formations d'origine, elles peuvent présenter des caractères lithologiques prédominants : argileux (CA), sableux (CS) ou caillouteux (CC).

Dans de nombreux cas cependant il est possible d'identifier l'origine de la fraction principale et de distinguer :

- les colluvions argilo-caillouteuses à éléments subanguleux dérivant du Briovérien (Cb2-3) ; du Grès armoricain (Co2) ;
- les blocs erratiques dérivant des cuirasses du Paléogène (C \mathcal{A} F) ;
- les colluvions sablo-argilo-graveleuses dérivant des formations pliocènes (Cp), ou graveleuses provenant des épandages plio-quadernaires (Cp-IV).

CF. Colluvions de fond et de tête de vallon. Ces dépôts nappent le bas de versants et les fonds de vallons incisés dans les formations antérieures. Ils constituent des terrains hydromorphes souvent submarécageux, argilo-silteux, plus ou moins riches en cailloutis quartzo-gréseux généralement arrondis.

Formations alluviales

Sur la feuille Châteaubriant, le drainage s'effectue de part et d'autre d'une ligne de partage des eaux très sinueuse globalement Nord-Sud (figures 2 et 3) ; à l'Ouest, vers la Vilaine, les rivières de la Chère et du Semnon avec son affluent la Brutz ; à l'Est, vers la Mayenne, les rivières de l'Araize et de la Verzée ainsi que les ruisseaux du Chéran et de l'Usure. Les réseaux méandriformes empruntent un cours antéquadernaire conforme aux structures armoricaines charpentées par les grès paléozoïques. Toutefois, ce réseau peut obliquer localement au travers de ces structures, révélant un dispositif tectonique ancien emprunté par l'érosion dès le Pliocène (Saint-Aignan-sur-Roë, Martigné-Ferchaud) et souligné parfois de sédiments marins (Pouancé) puis continentaux qui enregistrent ces rejeux.

Fx. Alluvions des terrasses moyennes. D'âge probable pléistocène supérieur, ces alluvions sont principalement représentées sur la moitié sud de la feuille, le long de la Chère, de la Verzée et de l'Araize où elles peuvent occuper d'assez larges surfaces sablo-graveleuses, plus ou moins riches en argiles et atteignant parfois jusqu'à 2,5 m d'épaisseur.

Fy-z. Alluvions actuelles et récentes. Ces alluvions occupent le méplat inondable des rivières et des principaux ruisseaux. Le matériel limono-sableux qui constitue la partie supérieure, fossilise des dépôts limono-graveleux occupant le fond du lit actuel. Les éléments grossiers sont souvent peu roulés et proviennent du remaniement de roches diverses du substratum, dont d'abondants fragments de quartz filonien.

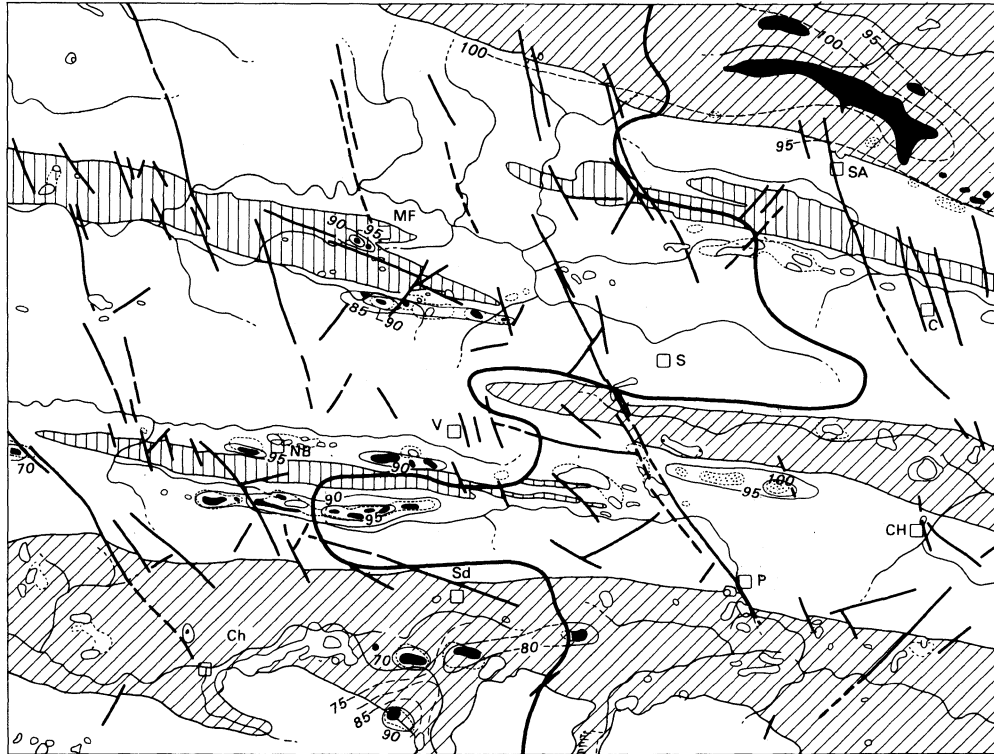
Formations anthropiques







X. Remblais. D'origines diverses, ils peuvent provenir du stockage des stériles d'exploitations à ciel ouvert (ardoisière de Congrier) ou souterraines

Fig. 3

**Courbes isobathes approchés
du mur des épandages graveleux
plio-quaternaires**

(équidistance : 5 m)



-  Silurien
-  Ordovicien
-  Briovérien
-  Ligne de partage des eaux
-  Graves en place et auréole colluviale
-  Formation graveleuse résiduelle

- C Congrier
- Ch Châteaubriant
- CH Chazé-Henry
- MF Martigné-Ferchand
- NB Noyal-sur-Brutz
- P Pouancé
- S Senonnes
- SA Saint-Aignan-sur-Roë
- Sd Soudan
- V Villepot

(ardoisière de Renazé, mine de fer de Chazé-Henry). Les mouvements de terre dans les principales agglomérations détruisent, au fil des siècles, l'organisation naturelle des sols.

Les vestiges d'anciennes forges, amas de scories de fer (Sco), sont encore relativement fréquents bien que nombre d'entre eux aient été dispersés ou réutilisés par les fonderies du XIX^e et du début du XX^e siècle. La répartition de ces scories est liée, sur cette feuille, essentiellement à la proximité des gisements de fer primaires. Les principaux amas se rencontrent près de l'étang de Saint-Moran. L. Davy, qui en dresse une liste semi-exhaustive, signale la présence de poteries associées d'âge gallo-romain et moyenâgeux.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

DÉFORMATION

Le Massif armoricain a été structuré au cours des temps protérozoïques et paléozoïques par deux orogènes majeures : l'une, entre 600 Ma et 550 Ma, a conduit à la formation de la chaîne cadomienne ; l'autre, entre 400 et 300 Ma, a conduit à la formation de la chaîne hercynienne. La discordance angulaire entre les formations du Briovérien et celles du Paléozoïque a longtemps été un argument pour soutenir l'hypothèse de l'existence d'une déformation cadomienne en Bretagne centrale, à laquelle était alors rattachée la schistosité qui affecte les formations du Briovérien. C. Le Corre (1977) a montré qu'en fait Briovérien et Paléozoïque étaient affectés par une seule et unique schistosité développée au cours de la tectogenèse hercynienne. De plus, l'âge des formations du Briovérien étant remis en question, aucun argument ne subsiste actuellement pour soutenir l'hypothèse d'une déformation cadomienne en Bretagne centrale. La discordance angulaire et cartographique qui sépare les formations du Briovérien et les premiers dépôts transgressifs de l'Ordovicien pourrait trouver son origine dans l'existence d'une distension à l'Arenig qui aurait induit des basculements de blocs le long de failles listriques possiblement NE-SW (Ballard *et al.*, 1986). Des accidents de ce type pourraient contrôler la distribution des siltites rubanées cartographiées avec les quartzites de l'ensemble b2-3X dans la partie ouest de l'anticlinal de Châteaubriant et à l'Ouest de Saint-Aignan-sur-Roë sur le flanc sud de l'anticlinal de Château-Gontier. C'est dans ce cadre que s'interprètent actuellement les variations de plongement des linéations d'intersection S0/S1 dans les formations du Briovérien.

Déformation synschisteuse

La déformation majeure qui a structuré cette région appartient à l'orogène hercynien et affecte l'ensemble des terrains briovériens et paléozoïques jusqu'au Silurien. Elle détermine la succession des plis synschisteux d'ampleur régionale, droits à légèrement dejetés vers le Sud, orientés N 100° E et d'axe plongeant légèrement vers l'Ouest. On reconnaît successivement du Nord au Sud (Le Corre, 1969) :

- l'anticlinal de Château-Gontier ;
- le synclinorium de Martigné-Ferchaud ;

- l'anticlinal de l'Araize ;
- le synclinal de Segré ;
- l'anticlinal de Châteaubriant, dont le flanc sud forme une unité sub-tabulaire armée par les formations de Pont-Réan et du Grès armoricain.

Statistiquement de plan axial pour les structures régionales à cœur paléozoïque, la schistosité principale se reconnaît aussi dans les sédiments du Briovérien. Elle varie de la schistosité de fracture évoluée à une schistosité de flux naissante selon la nature des matériaux, pouvant atteindre le flux pénétratif dans la Formation de Traveusot (Schistes d'Angers) ou dans les siltites du Briovérien. Un gradient d'intensité croissant du Nord vers le Sud de la schistosité est mis en évidence à l'échelle régionale (Le Corre, 1977 ; Chantraine *et al.*, 1982) ; il n'est pas perceptible à l'échelle de la feuille, masqué par des variations locales comme par exemple la très faible schistification de la Formation de Pont-Réan dans l'unité sub-tabulaire de Châteaubriant, en liaison avec un faible taux de raccourcissement lors de la tectogénèse (# 15 % ; Le Corre, 1978). De pendage toujours raide (65 à 90°), la schistosité S1 développe une linéation d'intersection avec les plans de stratification. Sub-horizontale à faiblement plongeante vers l'Ouest dans les formations du Paléozoïque, cette linéation est conforme au plongement axial des plis. Dans le Briovérien, la qualité des affleurements ne permet que rarement son examen *in situ*. Des travaux en tranchée entre Saint-Michel-et-Chanveau (feuille Saint-Mars-la-Jaille) et Bel-Air-de-Combrée (feuille Craon) ont permis l'observation, ou la reconstruction stéréographique, de cette linéation qui apparaît toujours avec des valeurs modérées de plongement (0 à 25°) tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest.

Des plis de plus faible importance sont rencontrés à tous les niveaux. Dans le Briovérien, ils sont armés par les barres de quartzites et les horizons de Conglomérat de Gourin ; dans le Paléozoïque, ils sont surtout dessinés par les formations du Silurien dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud, avec surépaississement dans les charnières.

Fracturation tardive

La feuille Châteaubriant est traversée par un faisceau de failles orientées N 160-N 170 et à jeu apparent dextre. L'un des couloirs de fracturation les plus importants passe à l'aplomb de Pouancé, avec un rejet dans le plan horizontal qui peut atteindre 500 m à hauteur du synclinal de Segré. Une autre famille directionnelle est reconnue sur cette feuille, orientée N 30 environ. Elle est présente de façon subordonnée sur l'ensemble de la feuille, avec des structures d'extension limitée surtout visibles sur les niveaux gréseux qui arment les synclinaux (Grès armoricain, Grès du Châtellier).

MÉTAMORPHISME

L'ensemble des formations du Briovérien et du Paléozoïque se situe dans le domaine de l'épizone, avec des associations à quartz, chlorite ± chloritoïde (Le Corre, 1977 ; Lopez-Munoz, 1981). Le chloritoïde est décrit essentiellement dans la Formation de Traveusot (Schistes d'Angers) mais est

aussi signalé en quelques points dans les schistes du Briovérien de l'anticlinal de Châteaubriant (Lopez-Munoz, 1983), soit en tablettes synschisteuses, soit en tablettes postschisteuses (Le Corre, 1977). Cependant, l'apparition de ce minéral est contrôlée par la composition chimique des roches-hôtes, et son absence n'est pas strictement significative d'une variation du degré de métamorphisme.

Relations entre métamorphisme et déformation

Les relations entre métamorphisme et déformation ne peuvent être considérées qu'à l'échelle des microstructures et par rapport à un repère chronologique de base, fixe mais non instantané, qu'est la schistosité.

Les minéraux antéschisteux néoformés sont rares et peu probants. Il s'agit probablement de l'influence précoce du magmatisme précédant la phase synschisteuse majeure hercynienne.

Les minéraux synschisteux. Dans le principal marqueur que sont les schistes d'Angers—Traveusot, la paragenèse strictement synschisteuse est de type chlorite + micas blancs + chloritoïde. Les cartes de répartition de la chlorite et des micas (Le Corre, 1978) démontrent une relation croissante entre leur développement et l'intensité de la schistosité dans le plan de laquelle ces phyllites cristallisent. En ce qui concerne le chloritoïde, les germes cristallins ont pu apparaître, sans orientation privilégiée très nette, avant, pendant et après le paroxysme synschisteux. Les cristaux les plus précoces peuvent présenter des traces de déformation, torsion et rupture, et sont contournés par la schistosité, tandis que les cristaux les plus tardifs fossilisent les stades initiaux de la schistosité et sont peu contournés par celle-ci.

Les minéraux postschisteux. Le chloritoïde II, peu représenté sur cette feuille, correspond à un métamorphisme de contact au sens strict ; ce sont des porphyroblastes nettement séquents sur la schistosité, non déformés, généralement mieux développés et plus nombreux que les chloritoïdes synschisteux. Il est associé à l'une des ultimes étapes liées à la montée syntectonique des leucogranites hercyniens, juste avant la crénulation tardive, étapes qui se sont chronologiquement enchaînées sans discontinuités importantes au cours du raccourcissement régional que traduit la schistosité.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Deux formations géologiques renferment des aquifères d'intérêt variable, mais toujours limité. On distinguera de bas en haut :

- les formations anté-secondaires (socle), très largement représentées et composées de terrains sédimentaires paléozoïques (Ordovicien et Silurien) et protérozoïques (Briovérien) ;
- les formations tertiaires, essentiellement d'âge pliocène et miocène, notamment des faluns mio-pliocènes ou miocènes.

Formations anté-secondaires

Dans ces roches dures, sans porosité d'interstices, les eaux souterraines circulent à la faveur de cassures et de fractures. Pour permettre l'exploitation de l'eau souterraine, la fracturation doit être suffisamment importante et ne pas être le siège de développement intense d'altérites argileuses colmatant ces fractures. Par ailleurs, pour assurer la pérennité de la ressource exploitée, il faut qu'un réservoir existe, constitué soit par le développement de la petite fracturation, soit par des formations arénitiques en contact avec le réseau de fracturation alimentant le forage. De ces faits, la connaissance des seuls débits instantanés obtenus au marteau fond-de-trou lors de la foration (méthode pratiquée dans la majorité des cas) ne suffit pas ; des pompes d'essai de longue durée (pouvant atteindre plusieurs jours, voire plusieurs semaines) sont nécessaires.

Dans ce milieu, de loin le plus étendu sur cette feuille, l'implantation des forages nécessite le recours à diverses techniques pour s'assurer du maximum de chance de réussite :

- informations issues de la carte géologique en relation avec la morphologie locale ;
- photogéologie (à partir des photographies aériennes classiques et des missions photos satellite) ;
- géophysique (en général des méthodes aboutissant à des cartes de résistivité) ;
- dosage du gaz radon dans le sol ;
- sondages de reconnaissance et d'essai.

Les débits obtenus dans ces formations sont faibles, en règle générale, compris entre 1 et 5 m³/h (encore que des exceptions notables existent) pour des rabattements relativement élevés (supérieurs à 10 m, sinon 20 m).

Récemment, des méthodes de fracturation hydraulique dérivées des techniques pétrolières ont été expérimentées et ont permis, sinon d'augmenter le débit d'exploitation, du moins de diminuer le rabattement pour un même débit après fracturation. Des résultats sont connus dans différents types de roches (granites, schistes, micaschistes, basaltes, etc.) en Loire-Atlantique, Maine-et-Loire et Vendée.

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées (conductivité inférieure à 500 µS/cm), douces, légèrement acides et agressives, contenant très fréquemment du fer (et du manganèse) à teneur élevée (supérieures à 1 mg/l) ainsi que des nitrates (des valeurs supérieures à 50 mg/l ne sont pas rares).

La plupart des forages sont des ouvrages sommaires exécutés au marteau fond-de-trou et équipés d'un tubage en PVC de qualité ordinaire ; en règle générale, le développement est inexistant.

Nappe du Briovérien

Les forages connus, dont les profondeurs sont comprises entre 28 et 62 m (moyenne : 48 m), ont fourni des débits instantanés variant de 1,1 à 11 m³/h (moyenne : 5,3 m³/h).

Nappe du Paléozoïque

Plus de vingt forages, dont les profondeurs s'échelonnent de 27 à 100 m (moyenne : 46 m), ont donné des débits instantanés très disparates : de 0,4 m³/h (pour le forage le plus profond, soit 100 m) à 55,3 m³/h pour le forage 389-5-34 (voir détails ci-après). La moyenne des débits s'établit à 10,4 m³/h pour l'ensemble des forages ; si l'on exclut les débits exceptionnels (55,3 et 50 m³/h), la moyenne chute à 6,6 m³/h, valeur cependant élevée dans ces terrains.

Implantation d'un forage à l'aide de la méthode du dosage du radon dans le sol. La méthode du dosage du gaz radon dans le sol a été appliquée avec succès à la recherche d'eau souterraine dans le secteur des abattoirs à Châteaubriant. Soixante-six points de mesure s'échelonnant de 9 à 2354 pC/l ont permis de délimiter cinq secteurs intéressants, dont le plus étendu (avec également la valeur la plus élevée : 2354 pC/l) a été retenu pour l'implantation du forage 389-5-34. Les débits instantanés à la foration ont passé de 2 m³/h à 22,5 m de profondeur à 55,3 m³/h à 61,5 m de profondeur. Le rabattement, après 13 jours de pompage au débit moyen de 11,4 m³/h, était de 13,72 m avec un niveau piézométrique initial à 6 m du sol. Le pompage d'essai a montré que l'ouvrage pouvait être exploité sans problème entre 15 et 20 m³/h. Au plan chimique, l'eau correspond à celle rencontrée fréquemment dans les formations du socle :

- pH : 6,20 ;
- conductivité : 155 µS/cm ;
- fer total : 1,4 mg/l ;
- manganèse : 0,3 mg/l ;
- nitrates : 2,8 mg/l (cette faible teneur s'explique probablement par le fait que le forage est situé en zone péri-urbaine boisée).

Captage de Chazé-Henry. La mine de fer de Chazé-Henry, dont l'activité a pris fin en juillet 1963, exploitait trois niveaux de grès appartenant à l'Ordovicien inférieur. Trois galeries d'orientation générale E-W ont été creusées aux profondeurs suivantes : 86 m, 137 m et 193 m. Elles sont toutes trois desservies par le puits n° 2 situé au Sud dans les Schistes intermédiaires de l'Ordovicien inférieur (O2b), à environ 1,5 km à l'Ouest du bourg.

Le puits n° 2 (389-8-14), profond de 198,50 m par rapport à la tête actuelle du puits, est exploité depuis 1962 ; l'évolution du niveau d'eau est la suivante :

| | | Débit exploitable | Volume pompé annuel |
|---------|---------|-----------------------|------------------------------------|
| en 1967 | — 18 m | 50 m ³ /h | — |
| en 1982 | — 60 m | 135 m ³ /h | 831 000 m ³ |
| en 1987 | — 106 m | 225 m ³ /h | 1 173 000 m ³ (en 1986) |

Formations tertiaires

Il existe, au Nord de Chazé-Henry, un bassin de faluns miocènes (La Marinière ou La Mocquerie) exploité par le puits 389-8-2 profond de 13,90 m, au débit de 50 m³/h.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Minéralisations

Minerai de fer ordovicien

La feuille Châteaubriant recouvre une des plus vieilles régions sidérurgiques de Bretagne. Cette tradition très ancienne est attestée par de nombreux toponymes (Martigné-Ferchaud, La Mine etc.), par de fréquents tas de scories (ferriers), par des exploitations aujourd'hui abandonnées (Chazé-Henry, puits et galeries de la forêt de Lourzais à l'Est de la feuille) ainsi que par de nombreux hauts fourneaux anciens : Les Roches, au Sud de la forêt de La Guerche, Martigné-Ferchaud, Le Plessis-Mesle, La Blisière, Le Fourneau et Tressé sur les étangs jalonnant le cours de la Verzée, au Nord de la forêt de Juigné (Barrois, 1877 ; Puzenat, 1939).

Les scories, surtout abondantes dans les forêts d'Araize, de Javardan, de Juigné et de La Guerche, sont pour la plupart gallo-romaines et médiévales, mais c'est surtout semble-t-il à partir du XV^e siècle que l'exploitation et le traitement se sont développés, créant ainsi une sidérurgie régionale dont le développement s'est poursuivi au cours des XVII^e, XVIII^e, et XIX^e siècles. Ainsi, les forges de la région de Pouancé, créées en 1400 puis abandonnées, furent reprises en 1635 puis dotées du haut fourneau de Tressé en 1651 et ne s'éteignirent qu'en 1852.

Exploité en minière, en galeries ou par puits, le minerai correspond soit aux couches de minerais interstratifiées dans la Formation du Grès armoricain, soit à des concentrations tardives associées à des phénomènes d'altération superficielle. Comme c'est généralement le cas en Bretagne centrale, la Formation du Grès armoricain renferme dans sa partie basale (Grès armoricain inférieur) 4 couches de minerai de fer dont seules les 2 supérieures sont bien connues. Si leur présence est discrète dans les unités paléozoïques situées au Nord et au Sud de la feuille elles sont par contre bien connues sur le flanc sud du synclinal de Martigné-Ferchaud où de nombreux sondages profonds ont été effectués (Chauvel, 1968).

Les 4 couches A, B, C et D, sont réparties de la manière suivante (cf. fig. 1) :

- *couche A* : à quelques mètres sous le membre silto-gréseux intermédiaire, 2 à 5 m de puissance ;
- *couche B* : faisceau de 3 à 5 couches représentant une puissance minéralisée moyenne d'environ 2 m. Elle est située à environ 25 m sous la couche A ;
- *couches C et D* : très mal connues ; elles sont situées respectivement à 80 et 160 m sous le faisceau B.

La paragenèse la plus fréquente comprend la magnétite, une chlorite ferrière de type chamosite et du quartz. L'hématite, la sidérite, la pyrite et l'apatite sont presque toujours présentes. Sur le territoire couvert par la feuille, les teneurs en quartz paraissent diminuer d'Ouest en Est (en particulier à l'Est du méridien de Senonnes) et les teneurs en apatite et en pyrite sont nettement plus élevées que dans la région située plus à l'Ouest et cou-

verte par la feuille Bain-de-Bretagne. Les phases minérales porteuses du fer sont localisées dans la matrice d'un grès à grain fin et dans le cortex d'oolites à structure plus ou moins conservée. La couche B ne montre pas de différence significative de composition avec la couche A, bien qu'elle accuse une certaine tendance à être plus riche en hématite.

Établie sur l'ensemble du bassin ferrifère de Bretagne centrale (feuilles Bain-de-Bretagne et Châteaubriant), la composition chimique moyenne du minerai à valeur industrielle (39 % Fe) est très voisine de celle des minerais de même âge, présents en Anjou et des minerais d'âge llanvirnien de Normandie : Fe : 47 %, SiO₂ : 15 %, Al₂O₃ + TiO₂ : 6,3 %, CaO : 2,6 %, P : 0,85 %.

Si l'on considère l'ensemble des sédiments contenant plus de 20 % de Fe la composition moyenne s'établit comme suit :

| | Fe | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ |
|----------|---------|------------------|--------------------------------|
| couche A | 36,00 % | 28,91 % | 6,73 % |
| couche B | 36,35 % | 28,06 % | 6,74 % |

District antimonio-aurifère du Semnon

Le gisement du Semnon, découvert par hasard en 1892, a fait l'objet d'une petite exploitation minière abandonnée en 1918. La production s'est élevée à environ 500 t d'antimoine, la teneur du minerai étant de 6 g Au/t. Les prospections entreprises depuis 1970 par le BRGM (sondage de La Coëfferie, 1980) ont mis en évidence des extensions du gisement qui demeurent cependant en deçà du seuil de rentabilité. Les minéralisations antimonio-aurifères sont en relation spatiale stricte avec les diabases d'un champ filonien dense, intrusif dans la formation d'Angers—Traveusot dans le Nord-Ouest de la carte. Ce champ est constitué d'un faisceau de petits filons parallèles d'orientation N 130 à 140 E, obliques sur les structures régionales orientées N 100 à 110 E. Ils correspondent à des failles en extension (Chauris *et al.*, 1985) et pourraient être provoqués, avant la structuration régionale, par le méga-cisaillement dextre qui affecte tout le domaine de Bretagne centrale (Choukroune *et al.*, 1983). Tous ces filons ont subi une déformation planaire (schistosité) et une altération hydrothermale plus ou moins intense.

La minéralisation appartient au type arseno-antimonio-aurifère à gangue quartzo-carbonatée (Chauris *et al.*, 1985). Elle comprend mispickel, berthiérite, stibine et pyrite comme minéraux essentiels ; s'y ajoutent de l'antimoine natif, des sulfosels d'antimoine (chalcostibite CuSbS₂, ullmannite NiSbS, aurostibite AuSb₂) et traces d'or natif en inclusions dans le mispickel et la stibine. Cette minéralisation s'accompagne de différents minéraux supergènes d'antimoine. Elle est localisée dans des stockwerks quartzeux (associés à des carbonates) qui recourent filons et épontes ; selon toute probabilité, les filons-hôtes de diabase, matériau très compétent, ont joué un rôle mécanique, en se fracturant, dans la mise en place des minéralisations (Chauris *et al.*, 1985). Cette association des minéralisations avec des filons basiques confère au district du Semnon un caractère original parmi les autres occurrences antimonifères du Massif armoricain.

Les indices et gîtes minéraux recensés sur la feuille font l'objet du tableau 1.

Matériaux

Toutes les substances utilisables à différents titres ont été exploitées dans un grand nombre de petites excavations, privées ou collectives, pour la plupart aujourd'hui remblayées ou d'accès difficile. Rares sont celles actuellement en activité, dont trois seulement d'une capacité industrielle : Fercé et Chazé-Henry pour le Grès armoricain, Martigné-Ferchaud pour le Grès du Châtellier.

Sables (sab). Les sables pliocènes parfois légèrement graveleux (sgr) ont été exploités pendant longtemps et en de nombreux points de la feuille ; ces exploitations, d'importance inégale, sont toutes abandonnées aujourd'hui. Cependant, le contingentement des sables de Loire pourrait amener à reconsidérer certains gisements (Châteaubriant, Le Bas-Village et Le Grand-Bois-Rougé en Pouancé, La Rouaudière).

Faluns (fal). Seuls deux gisements ont été exploités pour la chaux : Les Mâts en Pouancé et Le Mortier en Noyal-sur-Brutz.

Argiles (arg). Il n'existe que de rares vestiges, d'importance mineure, d'exploitation d'argile. A La Jannerais (Noyal-sur-Brutz), près d'une mare et sous les graviers plio-quatérnaires, un sondage a traversé sur près de 5 mètres une argile blanche kaolinique plastique. Au Matz, une mare est creusée dans les argiles noires redoniennes qui ont été exploitées aux alentours. En lisière de la forêt d'Araize, près de Saint-Moland, de nombreuses petites excavations très anciennes semblent avoir exploité des argiles d'altération des schistes intermédiaires ordoviciens.

Grès, quartzites, schistes, conglomérats, dolérites (grs, quz, sch, cog, dle). D'importance très inégale, les carrières de grès et quartzites sont de beaucoup les plus nombreuses. Toutes les formations grés-quartziques paléozoïques, et à un moindre degré briovériennes, ont été exploitées soit pour moellons de construction souvent tirés de petites excavations proches de l'habitat même, soit pour l'empierrement de routes et chemins. Le Grès armoricain a été et demeure le matériau le plus utilisé. Deux importantes carrières l'exploitent encore à Fercé et à Chazé-Henry pour granulats concassés. Une troisième carrière d'importance industrielle exploite les grès noirs de la Formation du Châtellier aux Chevrolais, au Nord de Martigné-Ferchaud. Les formations rouges de Pont-Réan ont été activement exploitées au Breil (Sud-Est de Châteaubriant ; carrières actuellement comblées) ainsi qu'à Saint-Aignan-sur-Roë (sous le faciès type Courouët) et le sont encore actuellement dans la carrière de Margat (Soudan). Les schistes d'Angers—Traveusot ont localement remplacé les quartzites dans la construction là où ces roches faisaient défaut comme à Senonnes. Conglomérats et dolérites ont été utilisés très accessoirement en viabilité.

Ardoises et dalles rustiques (ard). La fissilité ardoisière des matériaux schisteux est particulièrement bien développée le long de la structure synclinale la plus septentrionale Renazé—Coësmes ; le long de cet axe, dans la Formation de Riadan—Renazé, a été ouverte une profonde et large ardoisière à ciel ouvert à Congrier, aujourd'hui noyée et transformée en

Tableau 1 – Indices et gîtes minéraux

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Remarques |
|--------------------------------|-------------------------------|-----------|--|---------------|----------------------------|--|
| La Coefferie | 1.4001 | Sb | Stibine Galène Blende Scheelite Pyrite Or natif Barytine Magnétite Berthiérite Quartz | Stockwerk | Argilite, schiste, diabase | Tranchées, sondages percutants et carottés. Teneurs : 0,5 à 8,2 % Sb, 0,1 à 6,9 g/T Au, 208 à 496 g/T W. |
| La Maingandière | 1.4002 | Fe | Hématite Limonite Magnétite | Stratiforme | Grès, quartzite | Une tranchée de 10 m de profondeur, avec 2 recoupes de 10 et 20 m. 1 puits - Perte au feu : 6,58 %, fer : 43,34 %, silice : 23,55 %, chaux : 0,31 %, alumine : 6,14 %. |
| La Grée-de-Fercé | 1.4003 | Fe | Hématite | Stratiforme | Grès | 1 puits a trouvé entre 15 et 17,8 m de profondeur une couche de minerai tenant 47 à 48 % de fer. |
| La Maingandière, Les Chateries | 1.4004 | Zr, Ti | Quartz Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Prospection scintillométrique, échantillonnage = 0,75 % Zr, 2,75 % Ti. |

Tableau 1 – Indices et gîtes minéraux (suite)

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Remarques |
|-----------------------|-------------------------------|-----------|---|---|-------------------|--|
| Le Haut-Pays | 1.4005 | Zr, Ti | Quartz Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Prospection scintillométrique, échantillonnage = 0,75 % Zr, 2,75 % Ti. |
| Le Rocher | 1.4006 | Zr, Ti | Quartz Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur Zr 1,70, Ti 5,70 %. |
| La Haute-Coignardière | 1.4007 | Zr, Ti | Quartz Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur Zr 2,45, Ti : 9,10 %. |
| Le Semnon | 2.4001 | Sb | Quartz Calcite Stibine Berthiérite Antimonocro Antimoine natif | Filon 300° Pendage 80-90° Puissance : 7 à 15 m. | Schiste, diabase | Le gisement découvert en 1886, a fait l'objet d'une concession en 1895 et d'une petite exploitation. Production estimée à 500 T d'antimoine. La teneur était de 6 % Sb et 7 g/T Au. Le gisement a été exploré par 5 niveaux, le plus profond est situé à - 77 m. |

Tableau 1 – Indices et gîtes minéraux (suite)

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Remarques |
|--------------------------------|-------------------------------|-----------|---|---------------|-------------------|--|
| Le Semnon (suite) | 2.4001 | Sb | Mispickel Limonite Valentinite Pyrite Or natif Blende Chalcopyrite Bournonite Cuivre-gris Goethite | | | Concession inactive depuis 1918. Il n'y a pas de renseignements sur les travaux de la S.M.M.P., à partir de 1954 quand la concession lui a été mutée. |
| Saint-Morand Forêt d'Araize | 2.4002 | Fe | Limonite Hématite | Stratiforme | Grès, quartzite | Une tranchée prolongée en descenderie à suivi sur 13 m une formation ferrifère de 2,3 m d'ouverture comprenant 2 bancs de 0,6 et 1,5 m séparés par une intercalation de 0,2 m de grès ferrugineux. Fe à 42,8 %, silice : 29,6 %. |
| La Cohue | 2.4003 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Prospection scintillométrique, échantillonnage : Zr : 0,24 %, Ti : 0,85 %. |
| Saint-Morand | 2.4004 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur Zr : 0,75 %, Ti : 1,75 %. |

Tableau 1 – Indices et gîtes minéraux (suite)

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Remarques |
|--------------------|--------------------------------------|------------------|--|----------------------|--------------------------|---|
| La Fromière | 2.4005 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur Zr : 2,35 %, Ti : 8,30 % - Sondages Wagon-Drill en 1975. |
| La Seffrière | 4.4001 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur Zr : 0,23 à 1,29 %, Ti : 1,03 à 2,95 %. |
| La Taugerie | 4.4002 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur Zr : 12,9 %, Ti : 2,95 %. |
| La Haie-Martel | 5.4001 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur : Zr : 0,6 à 0,8 %, Ti : 2,9 à 3,20 %. |
| La Houssais | 5.4002 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur : Zr : 0,6 à 0,8 %, Ti : 2,9 à 3,20 %. |

Tableau 1 – Indices et gîtes minéraux (suite)

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Remarques |
|-------------------------------------|-------------------------------|-----------|--|---------------|-------------------|---|
| La Guerivais | 5.4003 | Zr, Ti | Rutile Zircon Tourmaline Monazite | Stratiforme | Grès | Teneur Zr : 1,90 %, Ti : 5,25 %. |
| La Brosse | 6.4001 | Fe | Hématite Sidérite | Stratiforme | Grès | Un puits avec recoupes à 25 et 41 m, développement de 57 m, reconnaissance des couches AB B1 B2. Fer : 49,5, Ag : 1 %, silice : 13,7 à 16,3 %. Perte au feu : 3 à 22,10 %. |
| La Roche-Saint-Louis | 6.4002 | Zr, Ti | Rutile Zircon | Stratiforme | Grès | Teneur Zr : 1,07, Ti : 4,55. |
| Moulin de Croc-Fer La Thinollais | 6.4003 | Fe | Hématite Magnétite | Stratiforme | Grès Schiste | Recherches anciennes et récentes ayant reconnu les affleurements sur 7 km. |
| Le Haut-Ballan | 7.4001 | Fe | Hématite | Stratiforme | Grès Schiste | Très ancienne minière, les travaux modernes consistent en 1 puits prolongé d'un travers-banc. Le minerai donne 60 à 64 % de fer, hématité et riche, plusieurs sondages ont recoupé la couche. |
| Haut-Ballan Hameau | 7.4002 | Zr, Ti | Rutile Zircon | Stratiforme | Grès | Teneur Zr : 0,42 %, Ti : 1,10 %. |

Tableau 1 – Indices et gîtes minéraux (suite)

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Remarques |
|-------------------------------|-------------------------------|-----------|---|---------------|-------------------|--|
| Chazé-Henry | 8.4001 | Fe | Magnétite Oligiste Sidérite Chlorite Quartz | Stratiforme | Grès | Concession de Chazé-Henry (1923-1963). Ce périmètre coiffe les 2 flancs d'un synclinal de 2 000 m d'ouverture. Tectonique plissée très redressée. Flanc nord seul exploité jusqu'à 200 m de profondeur. Couches barrées, bancs nombreux, gîte relativement régulier, minerai magnétique hématisé siliceux à 42 - 55 % de fer, arrêt de l'exploitation en 1963. Production en 1956 : 1 800 T/J environ. |
| Ombrée | 8.4002 | Fe | Hématite Magnétite Oligiste Quartz | Stratiforme | Grès | Concession d'Ombrée (1910-1961). Exploitations très anciennes et scories en forêt d'Ombrée. Importantes recherches par puits et galeries 1910-14 et travaux antérieurs à l'octroi de la concession (1874). 5 sondages (1923-1925). Fer : 43 à 58 %, silice 20 à 35 %, phosphore 0,12 à 0,58 %. |
| Lourzais Roche-Charbonneau | 8.4003 | Fe | Hématite Magnétite Chlorite Quartz | Stratiforme | Grès | Concession de Lourzais (1923). Recherches (1912-1914) par puits, galeries, sondages. Galerie de Roche-Charbonneau : 170 m de traçage à 20 m de profondeur en minerai magnétique à 50 % de fer, sous 1,5 à 3 m de puissance. |

décharge. Dans la Formation d'Angers-Traveusot, à Chazé-Henry et La Roche-Charbonneau, de nombreuses petites excavations témoignent de tentatives d'exploitation sans lendemain.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires dans le **guide géologique régional; Bretagne** par S. Durand *et al.* (Masson édit., 1977).

BIBLIOGRAPHIE

ALIX Y., CHAUVEL J.J. (1966) — Présence de niveaux calcaireux dans l'Ordovicien inférieur du Massif Armoricaïn. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, pp. 382-83.

ALIX Y. (1967) — Contribution à l'étude du synclinal de Martigné-Ferchaud. Étude stratigraphique et essai d'interprétation tectonique du sondage carotté « CO2 » effectué par la Société des Mines de Fer de Saint-Pierremont à Congrier (Mayenne). D.E.S., Rennes.

BALLARD J.P., BRUN J.P., DURAND J. (1986) — La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, pp. 1327-1332.

BARROIS C. (1877) — Les minerais de fer de la Bretagne *Ann. Soc. géol. Nord*, vol. 4, p. 130-136.

BOLELLI E. (1951) — Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale du Sud de Rennes. Contact Briovérien — Cambrien. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IX, 68 p.

BONJOUR J.L. (1968) — Sédimentation paléozoïque initiale dans le domaine centre-armoricaïn, Massif armoricaïn. Thèse, Rennes, 257 p.

BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., PARIS F., CORNICHE J. (1987) — A middle Arenigian radiometric age for the Paleozoic transgression in West Brittany (France). *Terra Cognita*, Strasbourg, 7, 2-3 p. 250.

CAHIERS DE L'INVENTAIRE (1984) — Les forges du Pays de Châteaubriant. Ministère de la Culture. Inventaire général des monuments et richesses artistiques de la France : Région des Pays de la Loire, 295 p.

CAYEUX L. (1918) — Les minerais de fer armoricaïn. *Mines et métallurgie*, n° 2 576, p. 258-261.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) — Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, 1-2, pp. 3-17.

- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) – Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cado-mienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, IV, 5, pp. 815-829.
- CHAURIS L., HOULGATE E., LAFORET C., PICOT P. (1985) – Un district antimonno-aurifère à gangue quartzo-carbonatée : le Semnon (Massif armoricain, France). *Hercynica*, I, 2, p. 111-119.
- CHAUVEL J.J. (1958) – Étude de la terminaison occidentale du synclinal de Segré et de l'anticlinal de Châteaubriant–Le Grand-Fougeray. D.E.S., Rennes et *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, p. 1-33.
- CHAUVEL J.J. (1959) – Relations structurales entre le Briovérien et la « Série rouge » dans les synclinaux du Sud de Rennes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 142.
- CHAUVEL J.J. (1960) – Étude sédimentologique des Schistes intermédiaires (Ordovicien inférieur) de la région comprise entre Bain-de-Bretagne et Martigné-Ferchaud (I.-et-V.) *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, pp. 87-100.
- CHAUVEL J.J. (1968) – Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse d'État, Rennes et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne* (1971), n° 16, 243 p.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J., (1983) – Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues : mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 296, pp. 657-660.
- CLERCX B. (1970) – Le gisement de fer de Rougé (Loire-Atlantique) *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93, 2, p. 317-330.
- COGNÉ J.P., CHOUKROUNE P., COGNÉ J. (1983) – Cisaillements varisques superposés dans le massif de Lanvaux (Bretagne centrale) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 296, pp. 773-776.
- DEUNFF J., CHAUVEL J.J. (1970) – Un microplancton à chitinozoaires et acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. somm. Soc. géol., Fr.*, 6, p. 196-198.
- DURAND J. (1984) – Le Grès armoricain. Sédimentologie - Traces fossiles - Milieux de dépôts. Thèse, Rennes et *Doc. C.A.E.S.S.*, 1985, 3, 150 p.
- DURAND J., GUILLOCHEAU F., HAMOUNI N. (1984) – L'Ordovicien ouest-armoricain : cycle d'évolution complet d'un bassin de plate-forme intracratonique. Réunion R.C.P. 705 « Géodynamique du Massif armoricain », Le Mans, p. 25, inédit.
- DURAND S. (1960) – Le Tertiaire en Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 12, 389 p.

ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) — Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse d'État, Rennes et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (1970), n° 14, 319 p.

GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) — La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire : relation tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 2, p. 45-62.

HANMER S.K., LE CORRE C., BERTHE D. (1982) — The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Paleozoic rocks of Central Brittany. *J. Geol. Soc. London*, 139, pp. 85-93.

HENRY J.L. (1969) — Données stratigraphiques sur l'Ordovicien de Bretagne et de Normandie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1 n° 1.

HERROUIN Y., PARIS F. (1984) — Découverte de chitinozoaires au sommet de la Formation de Traveusot. Intérêt stratigraphique. Réunion RCP 705 « Géodynamique du Massif armoricain », Le Mans, p. 21, inédit.

JÉGUZO P., PEUCAT J.J., AUDREN C.C. (1986) — Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, pp. 1197-1205.

KERFORNE F. (1899) — Classification des assises ordoviciennes du Massif Armoricain. C.R. Ass. fr. av. sc., p. 411-416.

KERFORNE (1912) — Note sur les minerais de fer de la région de Châteaubriant et du Sud de l'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. sci. ét. médicale Ouest*, Rennes, 20, 4, p. 237-240.

KERFORNE F. (1915) — Étude géologique de la région silurienne de Châteaubriant (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. Fr.* 15, p. 191-211.

KERFORNE F. (1917) — Sur l'âge des minerais de fer superficiels de la région de Châteaubriant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVII, p. 16-64.

KERFORNE F. (1919) — Étude tectonique de la région silurienne du Sud de Rennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 130, p. 125-162.

KERFORNE F. (1924) — Les poudingues pourprés des environs de Châteaubriant. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 5, 2, p. 132-134.

KLEIN J. (1960) — La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 6, p. 768-778.

LE CORRE C. (1966) — Sur un faciès gréseux à la base de la série rouge des synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, série 1964-1965, p. 133-136.

LE CORRE C. (1969) — Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Paris-Sud, 116 p.

LE CORRE C. (1977) – Le Briovérien de Bretagne centrale - Essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, I, 3, p. 219-254.

LE CORRE C. (1978) – Approche quantitative des processus synschisteux - L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse d'État, Rennes, 381 p.

LE CORRE C., DEUNFF J. (1969) – Sur la présence d'acritarches au sommet des schistes de l'Ordovicien moyen du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, 1, p. 45-48.

LOPEZ-MUNOZ M. (1981) – Analisis estructural de un segmento de la cadena herciniana : el borde meridional del dominio centro armoricano en la region de Châteaubriant (Francia). *Acta Geol. Hisp.*, IGME-BRGM, 16, 3, p. 171-177.

PUZENAT L. (1939) – La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 4, 399 p.

RABU D. (1982) – Lithostratigraphie du Briovérien de la région de Châteaubriant et ses rapports avec le Paléozoïque. 9^e R.A.S.T., Paris, p. 529.

THIEBLEMONT D., CABANIS B., LE METOUR J. (1987) – Étude géochimique d'un magmatisme de distension intra-continentale : la série bimodale ordovicienne du Choletais (Massif vendéen). *Géologie de la France*, n° 1, pp. 65-76.

Cartes géologiques anciennes

– Carte géologique du département de la Loire-Inférieure par F. Caillaud *Ann. Soc. Acad. Nantes, Loire-Inf.*, p. 263-276, 1861.

– Carte géologique du département d'Ille-et-Vilaine (1866) par Durocher, Lorieux et Massieu.

Carte géologique de la France à 1/320 000

– Feuille *Nantes* :

1^{re} édition (1940) par C. Barrois, G. Mathieu, G. Waterlot.

2^e édition (1972) par Y. Kerrien, J. Cogné, G. Mathieu, M. Ters.

Carte géologique de la France à 1/80 000

– Feuille *Château-Gontier* :

1^{re} édition (1895) par L. Bureau, D.P. Oehlert.

2^e édition (1941) par L. Bureau, D.P. Oehlert.

3^e édition (1967) par E. Raguin, C. Le Corre.

Carte géologique de la France à 1/50 000

– Feuille *Janzé*, 1^{re} édition (à paraître) par F. Trautmann.

– Feuille *Saint-Mars-la-Jaille*, 1^{re} édition (1988) par M. Dubreuil, J. Blaise *et al.*

- Feuille *Nozay*, 1^{re} édition (1987) par F. Trautmann *et al.*
- Feuille *Segré*, 1^{re} édition (à paraître) par D. Janjou.
- Feuille *Château-Gontier*, 1^{re} édition (1989) par J. Guérangé, B. Guérangé.
- Feuille *Bain-de-Bretagne*, 1^{re} édition (1987) par P. Dadet, Y. Herrouin, P. Laville, F. Paris.

Cartes thématiques

- Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille *Nantes* (1979), coordination J. Meloux.
- Carte gravimétrique à 1/80 000 : *Château-Gontier (91)*, BRGM édit.
- Carte magnétique à 1/50 000, SAPA, mission Anjou, feuilles C et D (1960).
- Carte magnétique aéroportée à 1/25 000, SAPA (1961).
- Documents Mines de fer de Saint-Pierremont.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les minutes cartographiques à 1/25 000 et carnets de terrain, les échantillons pétrographiques et paléontologiques ainsi que les lames minces étudiées sont conservés au Service géologique régional Pays de Loire, 10, rue Henri Picherit, 44300 Nantes. La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille ; les dossiers peuvent être consultés :

- pour le département de la Loire-Atlantique, du Maine-et-Loire et de la Mayenne au SGR Pays de Loire ;
- pour le département d'Ille-et-Vilaine, au SGR Bretagne, 14, avenue du Sergent Maginot, 35100 Rennes ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- Y. HERROUIN, géologue au BRGM, pour l'introduction, les formations du Paléozoïque, les formations superficielles et les matériaux ;
- D. RABU, géologue au BRGM, pour les formations du Briovérien et la Formation de Pont-Réan ;
- J. CHANTRAINE, géologue au BRGM, pour les phénomènes géologiques et les minéralisations *p.p.* (district de Semnon) ;
- J.J. CHAUVEL, professeur à l'université de Rennes, pour le minerai de fer ;
- H. ÉTIENNE, hydrogéologue au BRGM, pour l'hydrogéologie.

