

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

RENNES

par

F. TRAUTMANN, F. PARIS, A. CARN

RENNES

La carte géologique à 1/50 000
RENNES est recouverte par les
coupures suivantes de la Carte
géologique de la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : RENNES (N° 75)
à l'Est : LAVAL (N° 76)

Caulnes	Combourg	Fougères
Montfort-sur-Meu	RENNES	Vitré
Guer	Janzé	La Guerche-de-Bretagne

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

par

F. TRAUTMANN, F. PARIS, A. CARN

2000

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : TRAUTMANN F., PARIS F. (2000) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rennes (317). Orléans : BRGM. Notice explicative par TRAUTMANN F., PARIS F., CARN A. (2000), 85 p.

pour la notice : TRAUTMANN F., PARIS F., CARN A. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rennes (317). Orléans : BRGM, 85 p. Carte géologique par TRAUTMANN F., PARIS F. (2000).

© BRGM, 2000. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1317-6

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>TERRAINS NON-AFFLEURANTS</i>	9
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	11
Protérozoïque terminal à Paléozoïque basal (Briovérien)	11
Paléozoïque	14
Roches filoniennes ou en petits corps	22
Cénozoïque	31
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	42
<i>ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE</i>	42
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	47
<i>DÉFORMATIONS</i>	47
<i>MÉTAMORPHISME</i>	53
<i>TECTONIQUE RÉCENTE</i>	53
<i>ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE</i>	54
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	55
<i>GÉODYNAMIQUE PROTÉRO-PALÉOZOÏQUE</i>	55
<i>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</i>	56
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	57
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE – RISQUES NATURELS</i>	57
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	58
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	63
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	66
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	68
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE</i>	68
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	69

<i>CARTES CONSULTÉES</i>	69
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	70
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	76
AUTEURS	77
ANNEXE	79
<i>ANNEXE 1 – COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES EXTRAITS DE LA B.S.S.</i>	80

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte gravimétrique de la région de Rennes	6
Fig. 2 - Répartition cartographique des terrains briovériens de France	8
Fig. 3 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la granodiorite des Galets à Rennes-Beaulière	26
Fig. 4 - Diagramme P-Q pour la granodiorite de Rennes, comparaison avec les granodiorites et leucogranites de la Mancellia, les trondhjémites et granodiorites du massif de Douarnenez et le leucogranite de Saint-Goueno	29
Fig. 5 - Spectre de terres rares normé aux chondrites pour la granodiorite de Rennes	30
Fig. 6 - Carte géologique (a) et carte des formations cénozoïques (b) du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne	Dépliant hors texte
Fig. 7 - Bassin de Saint-Grégoire	34
Fig. 8 - Coupe transversale du secteur d'Apigné	36
Fig. 9 - Stéréogramme général des données structurales dans le Briovérien de la région de Rennes	46

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyse chimique de la granodiorite des Galets de Rennes	28
Tabl. 2 - Succession des déformations au Cénozoïque et événements sédimentaires correspondants	54
Tabl. 3 - Puits de la feuille Rennes	61
Tabl. 4 - Forages de la feuille Rennes	62

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte de Rennes implique la totalité de l'agglomération rennaise au confluent de la Vilaine de l'Ille et de la Flume dans la zone la plus basse de la Bretagne centrale (20 m NGF au moulin de Champcors au Sud d'Apigné) ; le point le plus élevé (113 m NGF au Désert en La Bouëxière) se situe dans le synclinal de Liffré. De ce point, les altitudes décroissent progressivement en un glacis occupé principalement par la forêt domaniale de Rennes.

La Vilaine s'écoule d'Est en Ouest suivant un tracé à méandres ; puis, brusquement, en aval immédiat de la ville, au point de confluence avec l'Ille et la Flume, son tracé s'oriente N-S, et la vallée s'élargit en un système de chenaux anastomosés. La présence, en ce point, d'un bassin cénozoïque contrôlé par un système de failles majeures de socle laisse supposer que des rejeux récents ont guidé le drainage des cours d'eau de la région.

Une relative richesse agricole liée aux limons et la position de carrefour entre Manche et Atlantique, d'une part, entre Bassin parisien et Pointe de l'Armorique, d'autre part, ont contribué au développement de la ville de Rennes.

La monotonie des paysages du bassin est rompue aux approches de la ville où dominent les buttes de Coësmes, armées par des intrusions granitiques ; dans le détail, les alternances de grès et de schistes du Briovérien modelées par le chevelu hydrographique, impriment au paysage un relief en creux à l'origine des vallonnements de la région au Nord de Rennes.

La ruralité de la région environnante est estompée par une urbanisation diffuse dans un rayon de 15 km autour de Rennes : certains villages, par la construction de lotissements, ont vu leur superficie décupler en quelques années. L'effet d'urbanisme galopant est accentué par la construction d'infrastructures routières nouvelles élargissant la toile d'araignée que tisse l'agglomération.

À la différence d'autres parties de la Bretagne centrale, la région située au Nord-Ouest de la Vilaine offre une plus grande variété de sols liée à la présence d'épandages sableux pliocènes, à des limons lœssiques et à de vastes étendues d'altérites.

Les schistes et grès du Briovérien donnent des sols bruns à hydromorphie variable, argilo-siliceux, plus ou moins profonds ; les quartzites et les schistes du Paléozoïque, aux alternances moins rapides, donnent des sols lessivés profonds à forte hydromorphie sur les quartzites et des sols bruns faiblement hydromorphes sur les schistes.

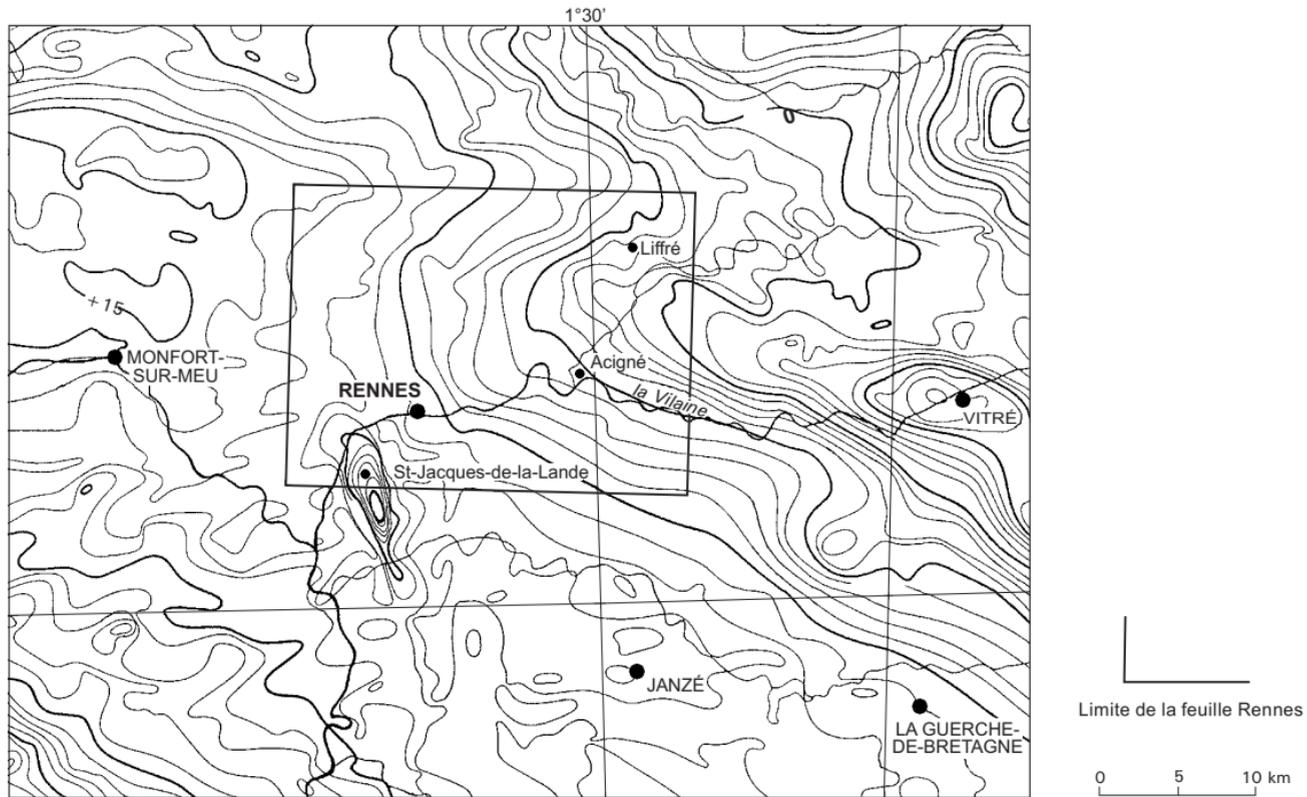


Fig. 1 - Carte gravimétrique de la région de Rennes

Les sables pliocènes et les alluvions de la Vilaine supportent des sols bruns fortement hydromorphes et à texture argileuse, en particulier pour les sols d'apport des alluvions récentes. Les limons lœssiques du quart nord-ouest de la carte donnent des sols bruns plus ou moins hydromorphes, faiblement lessivés (d'après la carte des sols de la feuille Janzé, éditée par la Chambre d'agriculture d'Ille-et-Vilaine).

L'industrie extractive, peu variée dans la région, fournit surtout des granulats à partir des alluvions de la Vilaine, et des quartzites de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille dans le synclinal de Liffré. Les sables pliocènes sont utilisés en maçonnerie après débouillage.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Rennes est située dans le domaine structural centre-armoricain dans lequel sont impliquées des formations briovériennes, à caractère turbiditique, traversées par de nombreuses intrusions hypovolcaniques. Ces terrains couvrent plus des trois quarts de la feuille. Une petite partie du synclinorium médio-armoricain (synclinal de Liffré), composée de formations paléozoïques en contact anormal avec le Briovérien, apparaît dans l'angle nord-est de la carte. Ces formations sont déformées par un grand cisaillement transcurrent et ses répliques, le Cisaillement Nord-Armoricain (CNA). Le Briovérien et le Paléozoïque s'inscrivent *pro-parte* dans l'histoire structurale hercynienne.

Après le long hiatus sédimentaire du Mésozoïque, le socle armoricain subit une intense pédogenèse (altération), en particulier entre la fin du Crétacé et l'Éocène ; elle se matérialise par des altérites (argiles, sables, vestiges de cuirasses) et par une altération intense et profonde des lithofaciès du Briovérien, en particulier au Nord et à l'Ouest de Rennes.

Vers la fin de cette pédogenèse, une sédimentation continentale puis marine s'installe dans le bassin de Chartres-de-Bretagne, depuis sans doute l'Éocène inférieur jusqu'au Pliocène supérieur.

Ce bassin, constamment contrôlé par la tectonique – soulignée par une anomalie gravimétrique (fig. 1) – a accumulé des sédiments dont seuls les termes les plus récents affleurent sur la carte Rennes. Les épandages sableux du Pliocène comblent les dépressions et nappent les paléosurfaces au Sud-Est et à l'Ouest de Rennes.

Le bassin de Chartres-de-Bretagne est l'un des rares lieux (avec celui de Saffré) où soit enregistrée l'histoire cénozoïque presque complète du bâti armoricain.

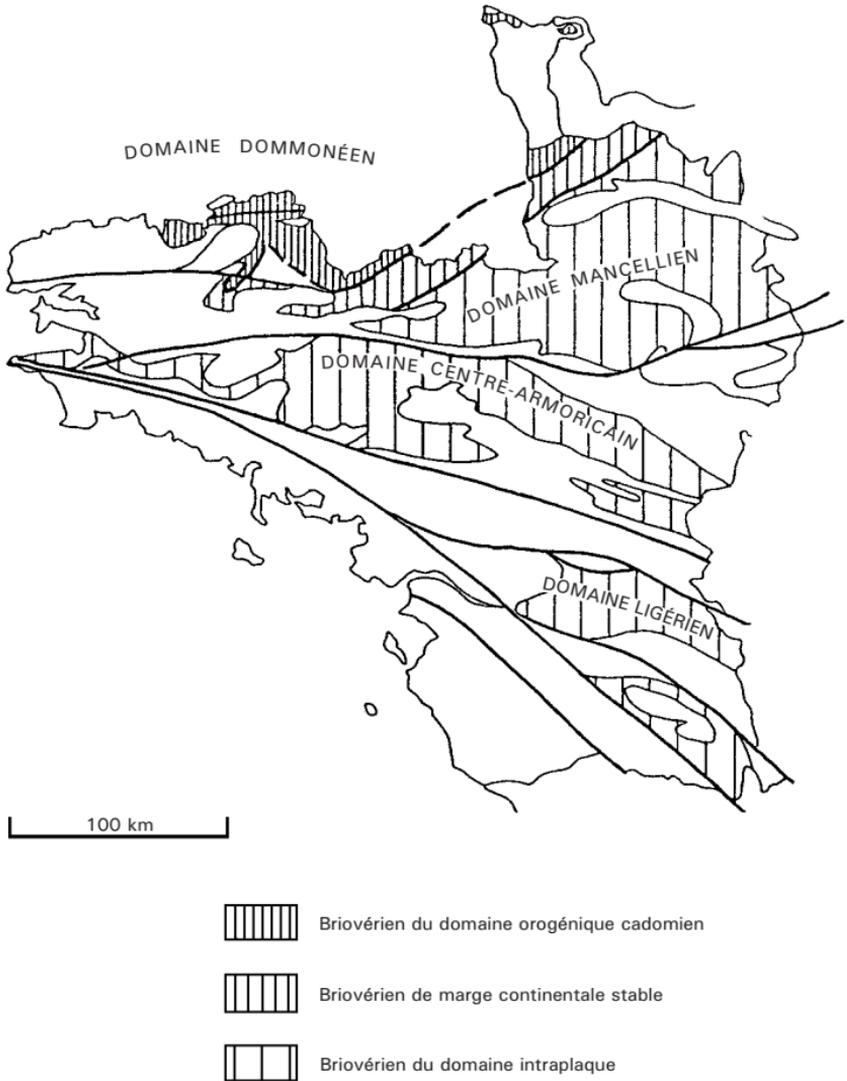


Fig. 2 - Répartition cartographique des terrains briovériens de France
(modifié d'après Cogné, 1972 et Chantraine et al., 1988)

Les formations alluviales quaternaires prennent une certaine ampleur sur cette carte où l'on remarque encore l'influence du graben de Chartres-de-Bretagne comme piège à sédiments, ainsi que le rôle de la tectonique dans le brusque changement du cours de la Vilaine. Des épandages de limons lœssiques, déposés en partie par le vent durant la dernière période froide du Quaternaire, constituent le dernier dépôt géologique important couvrant une bonne partie de toutes les formations à l'Ouest de Rennes.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés, commencés en 1994, ont été terminés en 1998. Les conditions d'affleurement sur cette carte sont relativement bonnes dans les zones rurales, en dehors des zones forestières. La présence de l'agglomération rennaise, entièrement incluse dans la carte, est une gêne car elle occulte souvent les affleurements naturels. Les données ponctuelles, archivées à la banque du sous-sol (BSS) du BRGM sont souvent très denses dans certains quartiers récents de la ville et inexistantes dans d'autres. Cependant, les continus chantiers de construction (métro VAL, aménagements des rocade, autoroute des estuaires, travaux immobiliers divers, qui accompagnent le développement d'une capitale régionale), sont une excellente source d'informations lorsqu'ils peuvent être suivis durant les levés.

La cartographie de la terminaison septentrionale du bassin cénozoïque de Chartres-de-Bretagne utilise largement les coupes de sondages et la carte levées par L. Brunel en 1971.

Des sondages à la tarière montée sur camion ont été réalisés dans le cadre de l'appui à la carte géologique à 1/50 000. Ils ont permis de préciser les limites nord du bassin de Chartres-de-Bretagne ; deux d'entre eux ont été réalisés sur le stratotype du Pliocène à Apigné.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON-AFFLEURANTS

Certaines formations géologiques n'affleurent pas mais sont soupçonnées ou décelées par des méthodes indirectes (contexte cartographique voisin, géophysique, prospections géochimiques,...). Il nous paraît important de les mentionner car elles participent aussi à la géodynamique régionale.

Synclinal de Liffré

s1-3a. **Formation de la Lande-Murée : Llandovery – Ludlow** (puissance inconnue ici mais atteignant 70 m dans la localité type, sur la feuille Combourg à 1/50 000). Les quartzites sombres et les ampélites à graptolites, qui leur sont associées dans la Formation de la Lande-Murée, n'ont pas été observés. Rien n'autorise cependant à imaginer une lacune de sédimentation de l'Ashgill au Ludlow supérieur. Dans le prolongement du synclinal de Liffré, sur la feuille voisine (Vitré à 1/50 000), des quartzites noirs étaient en effet encore visibles il y a quelques années dans la carrière de Trapeau, à l'Est de La Bouëxière, au-dessus des grès de Saint-Germain-sur-Ille. Plus au Nord, dans le synclinal de l'étang d'Ouée (feuille Fougères à 1/50 000), les quartzites et ampélites n'ont été mis à jour que récemment, lors des terrassements de la A 84.

Dans l'interprétation retenue ici, l'absence des ampélites serait parfois d'origine tectonique. Ce matériel, très riche en matière organique, est relativement plastique. Il s'écrase facilement et peut fluer. L'absence d'affleurement de la Formation de Lande Murée peut encore s'expliquer par le grand développement de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille.

Bassin cénozoïque de Rennes – Chartres-de-Bretagne

La synthèse des données géophysiques existantes, la réinterprétation des anciens sondages, complétée par des sondages nouveaux réalisés par le BRGM, montrent que le bassin est un demi-graben profond et étroit, s'évasant vers le Nord-Ouest, compartimenté, à fond incliné vers l'Est.

Il se termine, entre Apigné et Moigné, par un horst découpé en touches de piano de direction moyenne NNW-SSE. La limite entre le graben et le horst d'Apigné se situe au niveau de la Vilaine et a une direction N20°E.

g2a. **Calcaires à *Archiacina* et marnes à *Natica crassatina* (Rupélien)**. La limite d'extension de ces calcaires apparaît en bordure sud de la carte par extrapolation cartographique (Sud de Saint-Jacques-de-la-Lande).

Succédant aux faciès palustres des sapropèles inférieurs, des alternances d'argiles calcareuses, tourbeuses, de calcaires argileux à milioles, d'argiles à milioles et archiacines (= *Peneroplis*) et de calcaires argileux (« marnes à chaux hydraulique ») à *Natica (Ampullinopsis) crassatina*, contiennent une malacofaune marine du Rupélien moyen (Rey, 1972). Le contenu palynologique de ces niveaux est typique du Stampien inférieur (abondance et diversité des pinacées, du genre *Engelhardtia* et des araliacées, présence du marqueur *Boehlensipollis hohli*), mais il indique également, par la persistance

des algues d'eau douce (*Botryococcus*, zygnématacées), qu'une zone marécageuse bordée d'une forêt palustre subsiste au début de la transgression (G. Farjanel, inédit). L'ensemble des niveaux argilo-calcaires subordonnés au calcaire grossier à archiacines a une puissance d'environ 22 m.

Étudiés en détail par de nombreux auteurs (cf. Durand, 1960), les fronts de taille des carrières de Lormandière et de La Chaussairie montraient, au-dessus des marnes à chaux hydraulique, une dizaine de mètres de calcaires grossiers blanc jaunâtre à foraminifères (*Archiacina armorica*, milioles), gastéropodes (*Cerithium plicatum*, *C. trochleare*), lamellibranches (*Pectunculus obovatus*), etc.. Ces calcaires sont surmontés par 4 m de calcaire sableux blanc jaunâtre à grain fin, à *Potamides lamarcki* (faciès saumâtre) associé à des foraminifères, puis par 1 m de calcaire siliceux marin à archiacines.

TERRAINS AFFLEURANTS

PROTÉROZOÏQUE TERMINAL À PALÉOZOÏQUE BASAL (BRIOVÉRIEN)

La structuration modérée du Briovérien de Bretagne centrale ne fait apparaître à l'affleurement, dans la région de Rennes, que la partie supérieure de la pile sédimentaire. Celle-ci a été reconnue sur une puissance estimée à 1 300 m environ. La rythmicité et la répétition de faciès banaux, comme les grauwackes et les siltites plus ou moins argileuses, rend difficile la construction d'une colonne stratigraphique. Cependant, des associations de faciès permettent d'identifier deux grands ensembles alternants : des niveaux sombres et indurés (bC) composés de grauwackes (bCw), de microconglomérats (1), de siltites parfois ardoisières avec des bancs gréseux parfois carbonatés avec laves associées et des niveaux jaune verdâtre (bS) essentiellement constitués d'alternances argilites-siltites-grès feldspathiques tendres. L'ensemble des lithofaciès reconnus appartient au Briovérien post-phtanitique (Le Corre, 1977).

Les récentes tranchées de l'autoroute A 84 permettent d'observer les faciès du Briovérien de l'anticlinal de Sévailles. La tranchée de Gosné (feuille Combourg) montre des argilites bariolées et schistosées en contact par faille directionnelle avec le Paléozoïque. Ces argilites montrent des petits plis décimétriques en chevrons à plans axiaux verticaux. L'axe de ces plis est horizontal et parallèle à la direction des couches.

Au Sud-Ouest, la tranchée de Sévailles permet d'observer le contact entre le Paléozoïque et le Briovérien. Sous les grès armoricains, on remarque un faciès inhabituel pour la Bretagne centrale : il s'agit d'une

argilite compacte à lamines parallèles, composées de grains opaques d'oxydes granoclassés. La matrice, très fine, est séricitique. Ce matériau n'est ni schistosé, ni métamorphisé.

Compte tenu du particularisme du Briovérien de l'anticlinal de Sévailles, celui-ci a été indiqué par la notation b (Briovérien indifférencié).

Montfort-sur-Meu (carte et notice)	Rennes (carte et notice)
BG	bC
BC	bS
B	bS

Équivalences de notation entre deux cartes voisines

bc. Alternances silto-wackeuses dures. Ces niveaux sont constitués par des alternances de grauwackes plus ou moins grossiers, de siltites vertes ou grises, de microconglomérats à fragments de phtanite et de grès parfois carbonatés discontinus. Cet ensemble est le plus caractéristique du Briovérien de Bretagne centrale (Brosse et *al.*, 1988 ; Trautmann et *al.*, 1994). Il affleure assez bien et forme souvent des zones en relief. Ces différents faciès, outre leur dureté, ont une teinte sombre qui tranche nettement sur celle des faciès plus tendres, argileux et jaune verdâtre des niveaux bS.

Ces aspects permettent de réaliser une cartographie faisant apparaître, avec l'aide des données structurales, les mégastructures du Briovérien.

Le faciès type est une argilite silteuse à éléments anguleux de quartz très fins (< 30 µm) et de muscovite dispersés dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante (95 %). En général, les grains de feldspath et de phtanite remaniés sont absents, sauf à proximité des faciès carbonatés, comme on peut le constater à la déchetterie de Cesson-Sévigné.

L'alternance avec des niveaux d'arénite feldspathique est brutale, souvent sans granoclassement et à toutes les échelles ; ces séquences binaires pourraient marquer des événements climatiques saisonniers. Le développement des lamines argileuses aux dépens des lamines silteuses permet l'apparition de faciès subardoisiers autrefois exploités à la Goronnière en Servon-sur-Vilaine. Localement, les faciès gréseux peuvent être carbonatés (cal) et sont représentés par des arénites pyriteuses et feldspathiques à ciment secondaire calci-dolomitique. La présence de chlorite et de sulfures, accompagnant le ciment carbonaté, suggère une paragenèse hydrothermale liée à la circulation de fluides riches en fer, comme cela a été observé dans les séries rouges paléozoïques de Crozon (Bonjour, 1988). Ces faciès

carbonatés sont visibles en plusieurs points inédits : carrière de Domloup, à la Chevallerais et à la Janais en Chantepie, à la déchetterie de Cesson-Sévigné et en sondages à Rennes (clinique Saint-Yves).

Leur épaisseur, dans la région de Rennes, est limitée à quelques bancs : on constate là encore une raréfaction de ce faciès du Sud-Est vers le Nord-Ouest, à l'instar des conglomérats et des grauweekes.

Qu'ils soient carbonatés ou non, les grès et argilites-siltites montrent de nombreuses figures sédimentaires (séquences de type Bouma, figures de charge, rides de courant) caractérisant des turbidites distales. En outre, à la déchetterie de Cesson-Sévigné, on peut observer un cortège interstratifié de laves en niveaux décimétriques (dacite, tuf acide) associé aux carbonates.

bCw. Wackes dominantes. Localement, des grauweekes gris ou verts à éléments lithiques se développent au détriment des argilites et siltites. Il s'agit alors de wackes subfeldspathiques, grossiers et non classés en bancs massifs métriques. Les éléments remaniés sont des fragments lithiques anguleux de phtanite et de microquartzite, des quartz en échardes ou craquelés de facture volcanique, des paillettes phylliteuses (muscovite, biotite rare) et, enfin, des grains de feldspath potassique et de plagioclase. La matrice quartzo-chloriteuse est abondante (30 à 40 %).

Ce lithofaciès est très fréquent entre Chantepie et Cesson-Sévigné où il arme les petits reliefs. On remarque toutefois l'évolution progressive de ce faciès du Sud vers le Nord par la disparition des feldspaths, la diminution de la taille des grains et le passage à des grès lithiques fins (arénites moyennes). Cette évolution accompagne celle des poudingues et microconglomérats de type Gourin qui est, en tous points, semblable.

bCp. Microconglomérats à éléments de phtanite. Par décroissance de la granulométrie du Sud vers le Nord, les faciès conglomératiques de type Gourin disparaissent sur la carte Rennes ; on n'observe des microconglomérats de ce type qu'en trois points, au Petit Cerisay en Domagné (angle sud-est de la carte), près du magasin Carrefour de Cesson-Sévigné et à la Bretonnière en Thorigné-Fouillard. Les autres points indiqués par les anciennes cartes géologiques à 1/80 000 n'ont pas été retrouvés.

Dans ces microconglomérats, la matrice est peu abondante et principalement quartzo-phylliteuse et feldspathique (plagioclase). Les éléments remaniés sont arrondis et fortement hétérométriques avec une taille variant de 50 μm à 2,5 mm. Les galets sont essentiellement quartzeux ; ils montrent parfois une cataclase antérieure à leur remaniement et des caractères volcanogènes. Les autres éléments détritiques sont d'origines diverses : grains de

quartzite et de phtanite, grains de feldspath (plagioclase et feldspath potassique). On n'observe ni granoclassement ni figures sédimentaires.

On les trouve, dans ce secteur, associés aux lithofaciès des niveaux BC.

BS. Alternances silto-gréseuses jaunes verdâtres tendres. Ces niveaux sont composés d'alternances centimétriques organisées en séquences de Bouma, de wackes tendres jaunes verdâtres (arénites) à matrice quartzo-chloriteuse importante (60 %) et éléments quartzo-feldspathiques, de siltites et d'argilites à lamines parallèles. Ces faciès contiennent d'abondantes figures sédimentaires caractéristiques de turbidites distales. Il est cartographiquement impossible de séparer ces différents faciès, tant leur répétition est rapide. Cette rythmicité, associée à la disparition quasi totale des éléments lithiques exogènes, pourrait correspondre à des phénomènes climatiques ou saisonniers.

• **Âge du Briovérien de Bretagne centrale.** Les travaux récents conduisent à reconsidérer l'âge du Briovérien de Bretagne centrale, qui est actuellement contraint essentiellement par les données radiochronologiques suivantes :

– les volcanites situées à la base de la Formation de Pont-Réan, discordante sur le Briovérien régional, ont fourni un âge de 486 ± 28 Ma (Pb/Pb sur monozircon), ce qui situe leur mise en place autour de la limite Cambrien – Ordovicien et permet d'attribuer un âge arénigien basal aux premiers sédiments paléozoïques (Guerrot et *al.*, 1992) ;

– dans la vallée de la Mayenne, les grains détritiques de zircon, contenus dans les grauwackes du Briovérien, se répartissent en deux populations, l'une datée autour de 1 700 Ma et l'autre dans laquelle le zircon le plus récent a fourni un âge de 540 ± 17 Ma. Les éléments les plus récents sont donc probablement issus du batholite mancelien qui scelle l'histoire protérozoïque régionale.

Sur la base de ces données, un âge cambrien basal doit donc être attribué au moins à la partie sommitale du Briovérien de Bretagne centrale.

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques sont uniquement représentés dans deux petites unités synclinales, dans l'angle nord-est de la feuille. Il s'agit du synclinal de Liffré (en position méridionale) et du synclinal de la Lande d'Ouée (à peine représenté), séparés par l'anticlinal de Sévailles constitué de matériel briovérien. Dans la description des formations qui suit, les deux unités synclinales seront évoquées séparément en raison de leur structuration différente ; ainsi, dans le synclinal de Liffré, la schistosité masque fréquemment l'aspect lithologique originel des formations argileuses.

02a. Formation du Grès armoricain (Arénig) : conglomérat basal, quartzites et grès micacés (~ 90 m au Nord, 20 à 30 m au Sud). Dans le synclinal de Liffré, la Formation du Grès armoricain est la formation paléozoïque la plus ancienne représentée sur la feuille Rennes.

Sur le flanc nord, malgré l'existence d'une crête topographique bien marquée surplombant la dépression briovérienne de l'Illet, il n'existe pratiquement pas d'affleurements. Une tranchée temporaire, ouverte le long de la RN 12, à Sévailles (cote 104 m), a toutefois permis d'observer les principaux faciès, et une très bonne coupe vient d'être fournie par la tranchée de l'autoroute A 84 qui entame la crête rocheuse à 250 m à l'Ouest de Sévailles. Ailleurs, seuls des blocs de grès grossier, épars à la surface du sol et dans les éboulis de pente, attestent la présence du Grès armoricain.

Dans la tranchée de l'A 84, la Formation du Grès armoricain affleure sur près de 90 m. Sa puissance réelle reste toutefois difficile à évaluer car la base et le sommet de la formation sont faillés. Des replis métriques affectent d'autre part la partie moyenne de la formation, constituée de grès quartziteux gris ou blanc, le plus souvent en bancs décimétriques. Des passées de siltstones micacés et de shales noirs s'intercalent dans ces grès à rides de vagues et dans les psammites dont certains représentent des dépôts de tempête. Dans un banc de grès quartziteux, on note aussi la présence de niveaux lenticulaires à galets mous et à fragments phosphatés (débris de lingules ?).

Sur le flanc sud du synclinal, les points d'observations sont également très rares, et la formation n'a été identifiée de façon certaine qu'au Nord-Ouest, dans les affleurements de Papillon (fossés de la route) et dans la déviation de Liffré (Sud du pont de la D 106, sur la RN 12). Dans ces deux affleurements, le contact avec l'unité lithologique sus-jacente était visible. Entre Liffré et la vallée de la Veuvre, la formation n'a pas été formellement identifiée. Elle pourrait être masquée par les éboulis provenant de la ligne de relief occupée par la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. L'hypothèse d'une ablation par faille a toutefois été privilégiée ici. La formation réapparaît au Sud-Est, en particulier à La Butte aux Sangliers et dans la forêt de Chevré.

Une autre bande de Grès armoricain occupe le flanc sud du synclinal de la Lande d'Ouée. Présente sur la feuille, sur quelques centaines de mètres seulement, elle dessine une ligne de relief dominant la dépression de l'Illet. Les principales caractéristiques de la formation sont visibles dans les carrières à l'Est du village de Gosné (feuille Combourg) et dans la tranchée de l'A 84 qui traverse la formation au voisinage de ces carrières.

Ces carrières viennent d'être comblées par des déblais provenant de la tranchée voisine de l'A 84. Cette profonde tranchée offre une coupe remarquable permettant d'étudier la formation sur toute son épaisseur, depuis son

conglomérat de base, jusqu'au contact avec la Formation d'Andouillé. Les grès y sont exposés sur près de 200 m en raison d'une répétition tectonique de la quasi totalité de la Formation du Grès armoricain et de la partie basale de la Formation d'Andouillé.

• **Lithologie et pétrographie.** Les conditions d'affleurement interdisent de dresser une succession lithologique détaillée de la formation pour l'ensemble de la feuille. Les observations réalisées dans les tranchées de l'A 84, notamment près de Gosné et au Sud de la forêt de Sévailles, sont donc seules prises en compte dans les descriptions qui suivent.

Dans la tranchée de Gosné, la Formation du Grès armoricain comprend trois ensembles lithologiques assez différents. La terminologie tripartite en membres n'est toutefois pas utilisée ici, car on ne peut les identifier en dehors de la tranchée. L'ensemble inférieur, gréso-quartziteux, d'une quarantaine de mètres de puissance, débute par 12 à 15 cm de conglomérat à petits galets de quartz et de phtanite reposant en discordance angulaire (N145°E avec un pendage sud de 80°) sur les shales altérés du Briovérien. Ce conglomérat est surmonté par une douzaine de mètres de grès homolithiques, très grossiers, en bancs très épais, et se poursuit par des bancs de grès et de quartzites à interlits de siltstones et/ou de shales verdâtres. La partie moyenne, d'une puissance de 25 m environ, correspond à des siltstones micacés et à des shales noirs à intercalations gréseuses devenant moins abondantes vers la partie supérieure de cet ensemble argilo-silteux. Les figures sédimentaires relevées indiquent un approfondissement du milieu qui oscille entre l'offshore supérieur et le shoreface (tempestites, rides de vagues). La formation s'achève par un ensemble d'environ 25 m de puissance, dominé à nouveau par des grès, et présentant des niveaux de quartzarénites mal lités, à gros grains de quartz arrondis (plusieurs millimètres). On remarque aussi des niveaux légèrement feldspathiques, des grès fins et quelques passées de siltstones ou de shales noirs. Un banc de 15 à 20 cm d'épaisseur, rougeâtre, à galets de grès, marque le sommet de la formation.

Dans la tranchée de l'A 84, au Sud de la forêt de Sévailles, la Formation du Grès armoricain montre une prépondérance du matériel argilo-silteux sur les quartzarénites, avec des intercalations de siltstones et shales noirs déjà présentes dans les grès, à quelques mètres seulement au-dessus des grauwackes briovériennes. Les trois ensembles lithologiques observés à Gosné ne sont pas clairement identifiables ici. Le conglomérat marquant la base de la formation n'est pas bien exposé dans la coupe (contact faillé), mais de nombreux blocs de poudingue, à éléments pluricentimétriques de quartz et phtanite, jalonnent le flanc nord de la bande de Grès armoricain dans la forêt de Liffré (Nord de la Bonaminerie, Nord du carrefour de la Martois,...). L'essentiel de la formation s'est déposé dans un environnement d'offshore supérieur (bancs gréseux avec des rides de vagues de beau

temps, ou de tempêtes), vraisemblablement un peu plus profond que celui du secteur de Gosné. Au Nord de Rennes, un gradient bathymétrique N-S semble se dessiner dans la mise en place du Grès armoricain, depuis les dépôts tidaux du Nord (Saint-Aubin-du-Cormier) jusqu'à ces niveaux d'offshore à tempestites du synclinal de Liffré.

• **Faunes et traces fossiles.** Des *Cruziana*, ichnofossiles habituellement présents dans la formation, et d'autres pistes (bilobées ou non) ont été récoltés en place dans la tranchée de l'A 84, à l'Est de Gosné. Des lits d'accumulation de brachiopodes inarticulés (« Lingules ») ont, d'autre part, été observés vers le sommet de la formation (déviation de Liffré et tranchée de l'A 84 à l'Est de Gosné). De minuscules galets de grès (et de phosphate altéré ?) accompagnent ces débris de « Lingules » qui, comme les *Scolithos* – terriers verticaux assez abondants, ici, dans les niveaux gréseux les plus littoraux – ne sont pas significatifs du point de vue chronostratigraphique. L'âge Arenig moyen proposé ne s'appuie donc pas sur les données paléontologiques locales, mais sur l'attribution stratigraphique traditionnellement retenue pour la Formation du Grès armoricain en Bretagne (Paris, 1981). Les données micropaléontologiques recueillies récemment (F. Paris, inédit) sur la feuille Fougères (tranchées de l'A 84, à Saint-Aubin-du-Cormier) et à Gosné, confirment l'âge Arénig moyen de la formation, du moins dans le synclinal de la Lande d'Oué. Aucune macrofaune significative n'a été récoltée dans la tranchée de l'A 84 au Sud de la Forêt de Sévailles, mais des recherches micropaléontologiques sont en cours sur les niveaux argileux noirs interstratifiés dans la formation.

02b-5a. **Formation d'Andouillé (Arénig – Caradoc) : siltstones et shales, bancs ferrugineux oolitiques et/ou phosphatés à la base et au sommet ; nodules silico-alumineux dans la partie moyenne (~ 175 m).** Il s'agit d'une formation qui affleure mal sur le flanc nord du synclinal de Liffré : seuls quelques fragments de schistes ont été recueillis dans des tranchées de drainage (Ouest de la Bonaminerie) et dans une tranchée temporaire sur le côté ouest de la N 12, à Sévailles. La tranchée de l'A 84, au Sud de la forêt de Sévailles, offre maintenant une coupe de quelques dizaines de mètres dans la formation. Ces schistes sont toutefois très fortement tectonisés (cataclase). Sur le flanc sud du synclinal de Liffré, les affleurements sont plus étendus et permettent de meilleures observations (environs de Papillon et de Bas-Papillon, lit du ruisseau de Hen Herveleu, aqueduc de la Minette près du carrefour de Verrières, déviation de la RN 12 à Liffré, extrémité sud-ouest de l'étang de la Vallée,...).

Sur le flanc sud du synclinal de la Lande d'Oué, la formation est bien représentée au voisinage immédiat de l'angle nord-est de la feuille, à l'Est de Gosné, dans la tranchée de l'A 84, où sa partie inférieure est répétée par faille.

• **Lithologie et pétrographie.** La Formation d'Andouillé est remarquablement homogène dans tout le synclinal de Liffré où une schistosité de flux très marquée lui donne un débit ardoisier. Cette masse de siltstones micacés est de teinte noir bleuté lorsque la roche n'est pas altérée ; elle prend une couleur vert-kaki à beige dans le cas inverse. Des nodules, souvent étirés tectoniquement, s'observent en particulier vers la partie inférieure de la formation. Aucune intercalation gréseuse ne semble rompre la monotonie de la succession qui présente, à sa base, un ou plusieurs bancs chloriteux oolitiques. À Liffré (pont de la D 106, sur la déviation de la RN 12), un niveau chloriteux repose directement sur le Grès armoricain par l'intermédiaire d'un niveau de 10 cm de conglomérats à éléments pluricentimétriques de quartzites, de grès et de phosphates. Une matrice ferrugineuse peu abondante entoure ces galets. Le banc oolitique, lui-même a une puissance proche de 1 m. Il est profondément tectonisé (contact probablement légèrement faillé) et les oolites sont étirées dans le plan de schistosité. À Papillon, le premier banc oolitique n'apparaît qu'à trois mètres au-dessus des premiers schistes et le second, à quinze mètres au-dessus du toit du Grès armoricain. Leur puissance est de l'ordre de plusieurs décimètres. La base de la formation est tronquée par un plan d'écaillage dans la tranchée de l'A 84, au Sud de la forêt de Sévailles. On ne peut donc y observer les niveaux ferrugineux connus ailleurs dans la partie inférieure de la formation.

Dans la tranchée de l'A 84, à l'Est de Gosné, les premiers mètres de la formation correspondent à des siltstones argileux fortement bioturbés et présentant quelques petits bancs grésosilteux à rides de vagues. Ils sont surmontés par des shales et siltstones argileux noirs, homogènes, présentant des petites lentilles grésocalcareuses fossilifères à quelques dizaines de mètres du contact avec le Grès armoricain.

Par ses caractéristiques sédimentologiques (boues noires sans traces de tempêtes, mêmes distales), les faciès fins et sombres de la Formation d'Andouillé marquent un net approfondissement des conditions de dépôt. Il s'agit d'environnements de l'offshore inférieur, voire du début de la pente, pour les plus profonds.

• **Faunes et attribution stratigraphique.** Les fossiles sont assez mal conservés : la schistosité, fréquemment sécante par rapport au litage sédimentaire, déforme ces fossiles qui sont, de ce fait, difficiles à récolter et à identifier au niveau spécifique.

Des graptolites du Llanvirn inférieur (*Didymograptus* sp. aff. *artus*) ont été récoltés dans la partie inférieure de la Formation d'Andouillé, dans la tranchée de l'A 84, à l'Est de Gosné. Des lits d'accumulation d'orthides et des lentilles décalcifiées à bivalves, trilobites, ostracodes,... apparaissent

dans cette même tranchée, à une trentaine de mètres au-dessus du Grès armoricain. Dans le synclinal de Liffré, dans le lit du ruisseau de Hen Herveleu, au Nord de la Lande Ragot, des niveaux d'accumulation et des nodules décalcifiés ont également livré des trilobites : *Placoparia (Coplacoparia) tournemini* (Rouault), *Colpocoryphe rouaulti* (Henry), *Neseuretus (Neseuretus) tristani* (Brongniart), *Prionocheilus mendax* (Vanek), *Crozonaspis cf. struvei* (Henry), *Ectillaenus* sp. et des fragments d'*Asaphidae* ; des brachiopodes : *Heterorthis kerfornei* (Mélou) ; des bivalves *Redonia dehayesi* (Rouault), *Cardiolaria bussacensis* (Sharpe),... ; des gastéropodes et des ostracodes du Llanvirn supérieur (Llandeilien, *sensu* Fortey et al., 1995). Ces niveaux correspondent approximativement à la biozone de chitinozoaires à *Linochitina pissotensis* (Paris, 1990), ce qui concorde bien avec leur position élevée, au sein de la Formation d'Andouillé.

Dans les autres gisements (déviation de la RN 12 près de Liffré, aqueduc près du carrefour de Verrières, étang de la Vallée), les faunes sont plus rares et moins bien conservées.

Les extractions de microfossiles, tentées sur le matériel chloriteux de la base de la formation, généralement favorable à la conservation des microfossiles organiques, n'ont donné aucun résultat en raison de l'altération profonde de la roche. En revanche, un échantillon de schiste, prélevé à une dizaine de mètres au Nord du pont de la D 106 sur la R 12 à Liffré, livre des chitinozoaires de l'Abereiddien, c'est-à-dire du Llanvirn inférieur (*sensu* Fortey et al., 1995), ou de la partie moyenne du Darriwilien dans l'actuelle terminologie chronostratigraphique globale de l'Ordovicien. Le contact de la Formation d'Andouillé avec la formation sus-jacente n'est pas clairement exposé sur le territoire de la feuille Rennes, et les arguments paléontologiques pour fixer l'âge de son sommet y font donc défaut. En revanche, sur la feuille Fougères, ce contact était visible au Sud de Saint-Aubin-du-Cormier (tranchée de l'A 84). La Formation d'Andouillé s'y termine avec un niveau à galets phosphatés qui ont livré un assemblage de chitinozoaires du Caradoc inférieur (F. Paris, inédit).

05b-s3a. **Groupe de La Bouëxière (Caradoc à Ludlow)** (puissance non mesurée, mais apparemment supérieure à 250 m). Ce terme est ici introduit pour la première fois dans la nomenclature des formations paléozoïques armoricaines pour des impératifs cartographiques. Il regroupe les **formations de Saint-Germain-sur-Ille** et de la Lande-Murée. Les caractères lithologiques de la première ont été clairement reconnus sur le territoire de la feuille, mais les ampélites et les grès quartziteux associés, qui constituent habituellement la seconde (voir feuilles Combourg et Fougères à 1/50 000), n'ont pu être observés. Afin d'éviter de faire apparaître une lacune stratigraphique du Llandovery au Ludlow inférieur –

lacune qui semble très improbable – les terrains compris entre le toit de la Formation d'Andouillé (O2b-5a) et la base de la Formation du Val (S3b-4) sont donc réunis dans un ensemble compréhensif dénommé Groupe de La Bouëxière (différent des « Grès de La Bouëxière » s.s. ; Tromelin et Lebesconte, 1875).

05b-6. Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Caradoc – Ashgill) : grès à rides de vagues, psammites, siltstones gréseux (~ 250 m). Lorsque le contexte cartographique ne prête pas à confusion, c'est-à-dire lorsque l'érosion actuelle a atteint les Grès de Saint-Germain-sur-Ille (partie nord-ouest du synclinal de Liffré), ceux-ci sont distingués au sein du Groupe de La Bouëxière.

Le Grès de Saint-Germain-sur-Ille a fait l'objet d'une exploitation extensive (moellons pour la construction), et de nombreuses petites carrières sont de, ce fait, disséminées dans le quart nord-est de la feuille. Les affleurements récents, fournis par les terrassements de l'A 84, ont permis de compléter les informations sur cette formation, notamment sur ses parties les plus silteuses délaissées par les carriers. Les tranchées principales entamant la formation se situent à l'Ouest de la Croix de la Mission (passage sous la D 92) et autour de la cote 122 m, au Nord-Ouest de Beaugé. La dépression séparant ces deux crêtes topographiques est probablement occupée par les siltstones et argilites du Membre des Gâches. Une petite séquence gréseuse, affleurant à l'extrémité sud de la tranchée de l'A 84, à l'Ouest de Sévailles, montre, d'autre part, les faciès habituels de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Il est possible qu'il s'agisse d'une simple écaille (non représentée sur les tracés cartographiques) insérée tectoniquement dans la Formation d'Andouillé qui est loin d'avoir son développement habituel dans cette tranchée.

• **Lithologie et pétrographie.** Il s'agit d'un ensemble lithologique à dominante arénacée. Des quartz-arénites à grain fin et à rares muscovites alternent avec des psammites ou des grès psammitiques. Des intercalations (quelques décimètres à plusieurs mètres) de siltstones micacés noirs ou verdâtres sont également connus (carrière « Loisel » sur la rive gauche de l'étang de la vallée). Des galets argileux aplatis, disposés dans le plan de stratification, s'observent fréquemment dans ces grès où l'on note, par ailleurs, des figures sédimentaires telles que des « load casts », différents types de rides (« ripple marks », rides de tempête).

Le Membre des Gâches – ensemble à dominante argileuse, homologue des diamictites glacio-marines connues vers l'Est, sur la feuille Vitré (F. Paris, inédit), et occupant le sommet de la formation dans la coupe de l'A 84, au Sud de Saint-Aubin-du-Cormier (feuille Fougères) – n'a pas été formellement identifié ici, mais il existe vraisemblablement dans la tranchée de l'A 84 (matériel argilo-silteux très altéré), près du point coté 112 m.

• **Faunes et attribution stratigraphique.** La faune, rare et le plus souvent disséminée dans ces grès, comprend surtout des bivalves. La conservation est généralement médiocre, en particulier dans la carrière de Grande Fontaine, au Sud de La Bouëxière, où la tectonique et les recristallisations détériorent les fossiles rassemblés dans des niveaux d'accumulation. Ce gisement, le plus important de la formation, a livré un matériel abondant et diversifié aux anciens auteurs (Tromelin et Lebesconte, 1875). Il est maintenant inaccessible. Deux autres gisements intéressants sont à signaler : celui de Beaugé (trilobites, bivalves, brachiopodes) et celui de Bel-Air (carrière près de la Lande Ragot), avec des bivalves et de rares anneaux de trilobites.

Parmi les trilobites, les récoltes récentes et l'examen du matériel des collections (Musée de Rennes, en particulier) permettent de citer les formes suivantes pour l'ensemble de la formation : *Calymenella bayani* (Tromelin et Lebesconte), *Brongniartella* sp., *Onnia* cf. *grenieri* (Bergeron) ainsi que des *Homalonotidae* et des *Dalmanitidae*.

Les bivalves, groupe le plus abondant, sont représentés par *Lyrodesma securis* (Tromelin et Lebesconte), *Lyrodesma lebescontei* (Munier-Chalmas), *Siliquarca typa* (Tromelin et Lebesconte), des *Ctenodontiidae* et des *Modiomorphitae* (Babin, 1966). À cette faune s'ajoutent des gastéropodes et des brachiopodes (*Draboviinae*). Les variations de faune notées selon les gisements pourraient traduire un âge différent pour chaque assemblage, certains fossiles suggérant le Caradoc, d'autres l'Ashgill.

Cependant, les bivalves sont connus pour être très sensibles à l'environnement, et l'endémisme de *Siliquarcar*, par exemple, ne marque peut-être que des conditions bathymétriques particulières. Pour l'instant, les graptolites de l'Ashgill basal, connus dans la localité type, à Saint-Germain-sur-Ille, n'ont pas été retrouvés sur le territoire de la feuille.

s3b-4. **Formation du Val (Ludlow – Pridoli) : siltstones micacés, shales et petits bancs gréseux à rides de vagues** (puissance réelle inconnue, mais supérieure à 100 m). Cette formation occupe le cœur du synclinal de Liffré et, malgré une nature essentiellement argileuse, affleure très largement (environs des étangs de Chevré et de Serigné).

• **Lithologie et pétrographie.** La Formation du Val comprend un ensemble de siltstones micacés et de mudstones où s'intercalent des bancs centimétriques à décimétriques (plus ou moins lenticulaires) de quartz-wackes et, plus rarement, de quartzarénites.

La roche, très affectée par une schistosité de flux, est de teinte vert sombre à gris-noir. Par altération, elle prend une couleur beige ou vert olive.

En raison de sa position au cœur du synclinal de Liffré et compte tenu de l'intense fracturation et des nombreuses ondulations secondaires, il est difficile de proposer une succession lithologique, même schématique, pour cette formation, d'autant que la limite actuelle de l'érosion en a entamé les termes les plus récents.

L'apparition de petits bancs sableux caractéristiques de dépôts de tempêtes implique un milieu de sédimentation de type « offshore » supérieur.

• **Faunes et attribution stratigraphique.** Sur le territoire de la feuille, aucun macrofossile n'a, pour l'instant, été observé dans cette formation. L'intense clivage schisteux, qui, le plus souvent, masque le litage sédimentaire, a pu faire disparaître les éventuelles empreintes de graptolites et ostracodes, habituellement connues dans ces terrains.

Les microfossiles recueillis dans cette formation sont mal conservés (carbonification élevée et fracturation). On reconnaît, pourtant, quelques chitinozoaires du Pridoli (*Cingulochitina*), associés à des leiosphères et à de rares spores et acritarches (F. Paris, inédit).

ROCHES EN FILONS OU EN PETITS CORPS

Q. Quartz. Les filons de quartz sont nombreux dans le Briovérien au Nord de la Vilaine sur une large partie de la carte ; ils sont surtout abondants en forêt de Rennes et ses abords. De nombreux indices de quartz ont été notés ponctuellement lorsqu'il n'était pas possible de suivre un filon. Ils sont constitués de quartz blanc laiteux massif. Ils sont rarement minéralisés, à l'exception des indices à or et arsenic de Coëmes à Rennes, Melesse (les Milleries) et la Volerie en La Mézière. On distingue les quartz filoniens dans les labours à leur aspect anguleux et « frais » par rapport aux quartz émoussés et patinés des terrasses résiduelles.

Aux abords de la vallée de la Flume, les filons ont une direction moyenne N150°E ; en forêt de Rennes, ils ont des directions variant de N95 à N120°E ; l'un de ces champs filoniens à l'Est de Thorigné-Fouillard prolonge une bande de grès cataclasés de direction N120°E.

Les filons N150°E jalonnent des zones de fracturation tardives ; les filons de quartz N120°E semblent être associés à la dynamique du Cisaillement Nord-Armoricain (CNA) : ils sont souvent de teinte noire (déformation du réseau cristallin et effet thermique : hydrothermalisme ?) et sont associés parfois aux filons de microtonalites.

Roches volcaniques à subvolcaniques

ρα. Volcanites acides (dacite, tufs) interstratifiées dans le Briovérien.

Une route creusée dans les alternances grés-silteuses (bCw), menant à l'ancienne carrière de la déchetterie de Cesson-Sévigné, montre, entre autres, des petites coulées pluridécimétriques de lave acide (dacite ?) associées à des niveaux ardoisiers et des grès carbonatés. Ces roches sont faiblement porphyriques ; elles contiennent quelques rares quartz globuleux millimétriques et d'anciens plagioclases totalement séricitisés et albitisés. La matrice est constituée d'un agrégat très fin de quartz et feldspath, de plages de carbonate (calcite ?), de paillettes de chlorite et séricite orientées et des granules d'opacques. L'apatite est peu abondante. Des plages riches en minéraux phylliteux (séricite et chlorite) ont des formes en amande plus ou moins ployées dans la schistosité.

Un niveau de tuf acide, faiblement porphyrique, montre un contact net avec une argilite qu'il remanie ; ce contact est perpendiculaire à la schistosité S1. Cette roche volcanique est constituée de phénocristaux de quartz globuleux millimétriques, de plagioclase automorphe infra-millimétrique séricitisé et ou chloritisé. La matrice est localement microlitique ; la chlorite forme des amas allongés millimétriques incluant de la séricite, du quartz et parfois du sphène. Ces roches sont faiblement métamorphisées (très bas grade), déformées et hydrothermalisées (calcite, séricite ?).

η. Microdiorites à microtonalites porphyriques à biotite. Ces roches hypovolcaniques composent le principal cortège filonien accompagnant la granodiorite des buttes de Coëmes ; les filons indiqués sur la carte ne reflètent qu'une faible partie de la réalité. Dans l'ensemble, les filons sont complètement hydrothermalisés ; les faciès pétrographiques varient à toutes les échelles ainsi que leur composition, étudiée sur les cartes voisines, qui va de la tonalite à la granodiorite (Trautmann et Carn, 1997). Au droit des buttes de Coëmes, elles se présentent en petits corps intrusifs ; ailleurs ce sont des filons anté-schisteux orientés N90 à N100°E.

Ce sont des roches à texture microgrenue porphyrique dans lesquelles la mésostase est composée de plagioclase séricitisé, de quartz plus ou moins abondant, de biotite décolorée, de minéraux accessoires : oxydes de fer-titane, zircon, apatite. Les phénocristaux, de taille ≤ 3 mm, se présentent en petits amas ou isolément. La biotite est décolorée et chloritisée ; le quartz, xénomorphe à subautomorphe, est plus ou moins rare et montre souvent une extinction ondulante. Les plagioclases subautomorphes ou en amas sont souvent pseudomorphosés en amas de micropaillettes phylliteuses ; ils montrent parfois un zonage auquel se superpose une altération d'intensité variable.

La puissance des filons varie de un à plusieurs mètres ; les contacts sont le plus souvent faillés, et le métamorphisme de contact est peu développé. Les filons, orientés dans le plan de schistosité principal, montrent une foliation fruste. Par contre, la schistosité est réfractée sur les filons sécants.

α. Andésites. Des filons de roches hypovolcaniques à composition andésitique s'observent en deux points le long de la rocade sud de Rennes : à la Monniais en Cesson-Sévigné et à l'échangeur de la Ménouriais. Ce sont des roches faiblement porphyriques, à matrice finement cristallisée à plagioclases automorphes totalement séricitisés, à microlites ferro-magnésiens pseudomorphosés par de la chlorite. On note d'assez abondants grains et plages interstitiels de quartz. Les minéraux opaques (hématite et hydroxydes) sont dispersés dans la matrice.

Les phénocristaux les plus abondants sont le plagioclase automorphe, séricitisé, parfois zoné et d'anciens ferro-magnésiens totalement pseudomorphosés en chlorite et hématite avec des formes évoquant l'olivine. L'apatite s'observe en cristaux automorphes assez larges. L'hématite est ubiquiste. Une vague schistosité est marquée par l'orientation des chlorites. Ces roches sont soit d'anciennes laves, soit des intrusions très superficielles.

v². Kersantite. Un petit filon intrusif dans un contexte de wackes du Briovérien montre, au Haut-Grippé en Cesson, une roche riche en microlites non orientés de biotite altérée ; les biotites sont chloritisées et imprégnées d'opacités (leucoxène) oxydés ou décolorés. La matrice est riche en quartz et en plagioclases altérés. Des phénocristaux totalement chloritisés d'olivine sont identifiables. Les minéraux accessoires sont l'apatite et des amas de granules d'hématite.

La richesse en biotite suggère une affinité lamprophyrique ou shoshonitique. La texture est intersertale à microlitique.

ε. Dolérites s.l., basaltes s.l. à andésites basaltiques. Des petits filons de roches cristallines basiques parsèment la région et recoupent généralement les autres corps filoniens ; le symbole ε regroupe plusieurs types de ces roches.

Le filon le plus caractéristique s'observe dans la côte de Tizé-en-Thorigné, dans un contexte de grès en bancs massifs.

Au microscope, on observe une charpente de plagioclases et quelques plages limpides de quartz. Des cristaux allongés et fragmentés de clinopyroxène sont recristallisés partiellement en amphibole fibreuse (actinote). L'apatite, en cristaux trapus, est assez commune. La chlorite, très abondante,

peut-être mimétique d'anciens ferro-magnésiens magmatiques ; elle dessine aussi la schistosité. Ces chlorites sont souvent tordues, voire plissotées.

On observe également deux types d'amphibole : de rares petits prismes de hornblende brune, brun clair à vert, d'origine peut-être tardi-magmatique (?) et des fibres d'actinote déjà décrites. Le sphène est ubiquiste, en granules agrégés (leucoxène). L'hématite est abondante, en plages ou en veines ramifiées tardives.

Dans le talus de la déviation de Chantepie, à hauteur du Verger, on observe un petit filon d'andésite basaltique très altéré et schistosé. Un filon basaltique schistosé est visible dans un talus de route à Crapaudel en Vern-sur-Seiche.

θ. Microgabbros, diorites quartzifères. Dans un secteur compris entre Cesson-Sévigné et Thorigné-Fouillard, des filons de microgabbro-diorite, orientés généralement N80°E, recoupent le Briovérien et les microtonalites. Ce sont des roches plus ou moins claires à aspect moucheté caractéristique. Sous le nouveau pont des Conniaux-en-Cesson (rocade Nord), on observe un filon de 3 m de puissance bordé de quartz noir.

Au microscope, ces roches montrent une texture finement grenue à tendance porphyrique ; la hornblende brune se présente en prismes automorphes de 0,4 à 25 mm de long ; le clinopyroxène est relictuel. Les plagioclases, parfois zonés, sont complètement séricitisés ; le quartz, interstitiel est peu abondant. Les fissures sont colmatées par des hydroxydes de fer. On note la présence de rares éléments de zircon ainsi que des oxydes de fer et titane.

Roches plutoniques

γ⁴. Granodiorite à biotite. Cette roche n'est visible qu'à l'occasion de travaux de fondations (Université, tour de la télévision). Elle a pu être échantillonnée par l'Université (Géosciences Rennes) lors des terrassements du réservoir des Galets à Beaulieu. C'est une roche à grain moyen à texture hypidiomorphe grenue. Les plagioclases sont subautomorphes à automorphes ; ils montrent un zonage oscillatoire avec parfois un cœur séricitisé. Les feldspaths potassiques, moins abondants, se présentent en petites plages xénomorphes interstitielles. Le quartz, à extinction onduleuse, est en plages xénomorphes de tailles variables. La biotite (8 à 10 % en volume) est souvent très fraîche, de couleur brun orangé et contient de rares très petits zircons et de l'apatite. Ponctuellement, on a observé un petit amas de biotite et quartz correspondant probablement à une restite.

Le développement de cette granodiorite en un corps plus ou moins massif, intrusif dans le Briovérien, ne semble pas avoir métamorphisé de façon

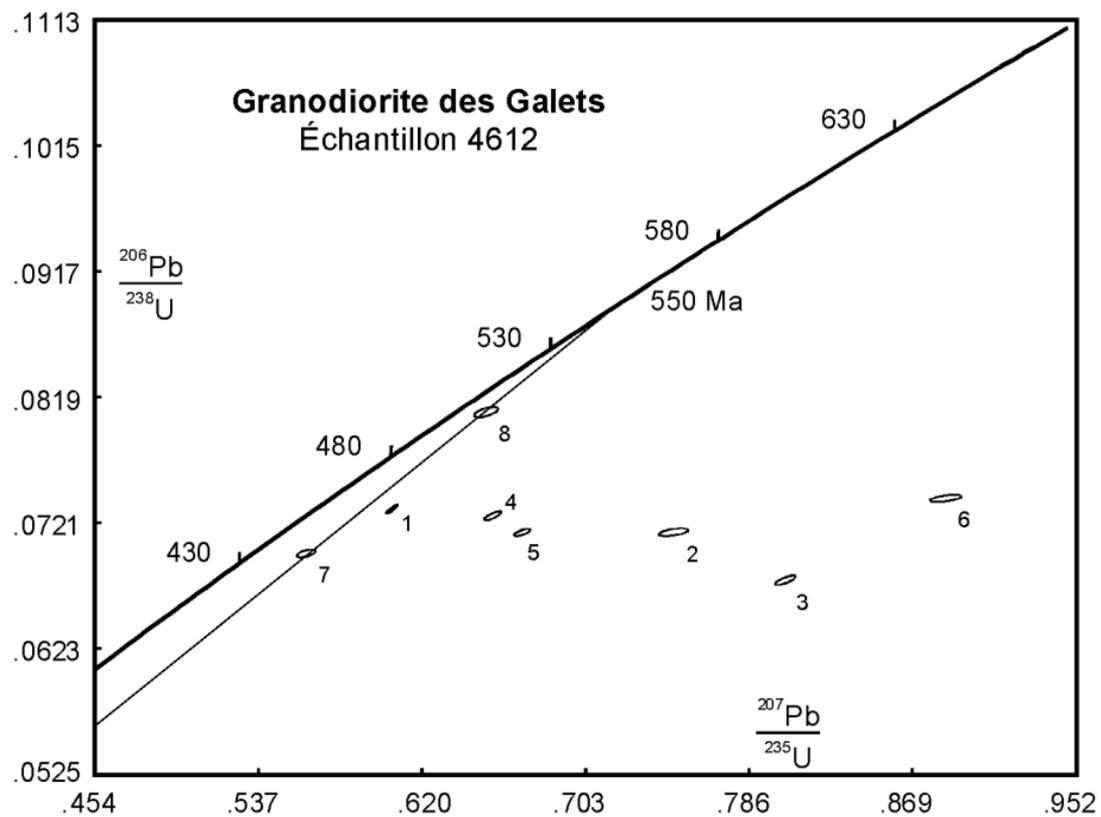


Fig. 3 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la granodiorite des Galets à Rennes-Beaulieu

nette les schistes et wackes encaissants. L'état d'altération du Briovérien alentour ne permet pas de préciser si les taches que l'on peut observer ponctuellement dans certains niveaux sont des minéraux de métamorphisme complètement séricitisés. On note que certaines biotites sont « kinkées », ce qui veut dire que la roche a subi une légère déformation. Des filons de dolérite recoupe le massif.

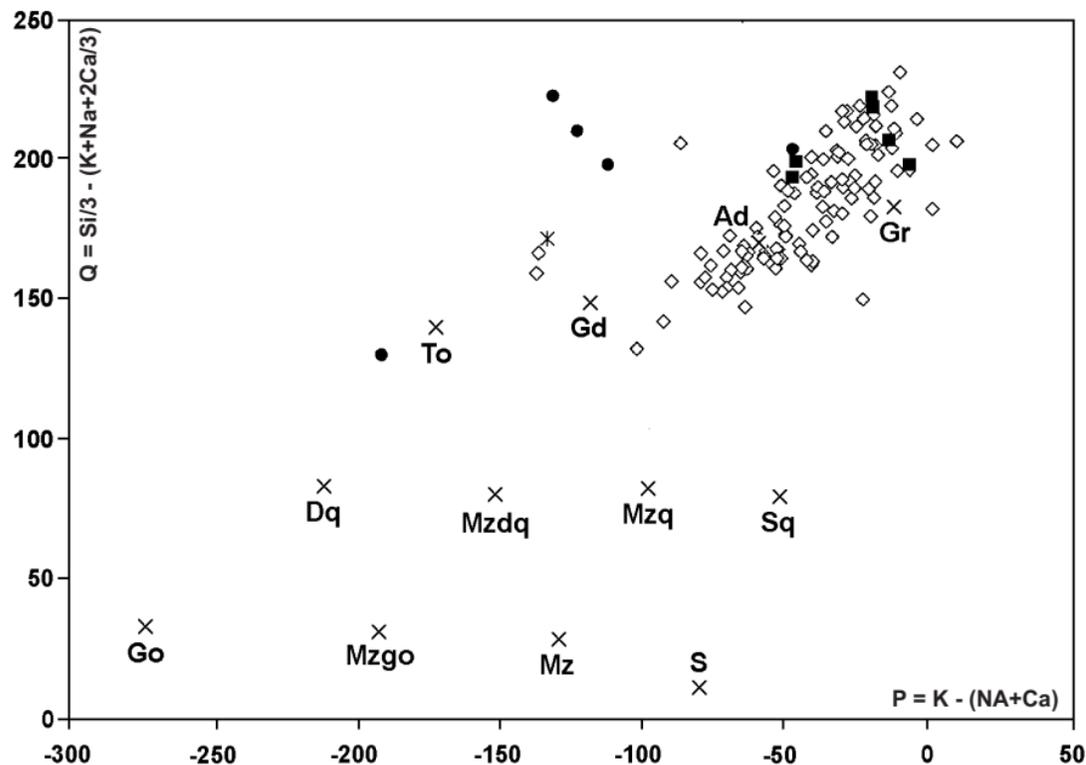
La recherche de l'âge de mise en place de la granodiorite des Galets a été tentée par la méthode U-Pb par dissolution sur zircons sélectionnés (analyses de C. Guerrot). Un héritage quasi généralisé de cœurs anciens (Protérozoïque inférieur), additionné de pertes de plomb entraîne une répartition aléatoire des points représentatifs dans le diagramme Concordia (fig. 3). Il n'est donc pas possible d'obtenir un âge à partir des huit fractions analysées.

• **Géochimie de la granodiorite des Galets à Rennes-Beaulieu (D. Thiéblemont).** La roche (éch. RT-4612) est acide ($\text{SiO}_2 = 69,8\%$), riche en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,6\%$), modérément potassique (nomenclature de Peccerillo et Taylor, 1976) et fortement peralumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en proportions atomiques = 1,12) (tabl. 1). Dans le diagramme P-Q (Debon et Lefort, 1983, 1988) (fig. 4), elle se place entre les granodiorites et les tonalites de référence. L'affinité tonalitique est en bon accord avec la concentration modérée de K_2O (= 2,29%). Le rapport $\text{FeO}t/\text{MgO}$ est faible (~ 2), cohérent avec une nature calco-alcaline.

Les teneurs en éléments traces « incompatibles » sont plutôt faibles (ex. Th = 3,5 ppm ; La = 11,1 ppm ; Nb = 3,6 ppm), ce qui s'accorde avec l'affinité modérément potassique. Le spectre de terres rares normé aux chondrites (fig. 5) montre un net enrichissement en terres rares légères, un fractionnement peu marqué entre terres rares lourdes et une anomalie négative en Eu. Ce spectre témoigne d'une teneur faible en Yb (= 1,2 ppm), qui rattache le granitoïde au groupe des tonalites riches en alumine et pauvres en Yb ("High-Al – low-Yb" tonalites de Arth, 1979 et Barker, 1979). Par ailleurs, la roche présente l'ensemble des caractères du magmatisme associé aux zones de subduction océanique : rapports Th/Ta (= 7) et La/Nb (~ 3) élevés (cf. Briquieu et al., 1984), faible teneur en Zr (= 83 ppm) et rapport (Nb/Zr)N (rapport normé au manteau primordial) inférieur à 1 ([Nb/Zr]N = 0,6) (Thiéblemont et Tegzey, 1994).

N° échantillon	RT-4612
SiO ₂ (%)	69,8
TiO ₂	0,33
Al ₂ O ₃	15,6
Fe ₂ O _{3t}	2,84
MnO	0,06
MgO	1,3
CaO	2,4
Na ₂ O	4,3
K ₂ O	2,29
P ₂ O ₅	0,13
PF	0,9
Li (ppm)	30
Rb	
Ba	343
Sr	287
Th	3,5
U	2,8
Ta	0,5
Nb	3,6
Hf	3,1
Zr	83
Y	13,6
V	48
Co	7
Cr	39
Ni	< 10
La	11,1
Ce	23,5
Pr	2,8
Nd	11,3
Sm	2,4
Eu	0,6
Gd	2,5
Tb	0,4
Dy	2,3
Ho	0,5
Er	1,4
Tm	0,2
Yb	1,2
Lu	0,2
A/CNK	1,12

Tabl. 1 – Analyse chimique de la granodiorite des Galets de Rennes



Ce diagramme, adapté de H. de La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (**P**) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase ($-(Na+Ca)$, en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (**Q**) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de F. Debon et P. Lefort (1983, 1988) ; elles sont abrégées comme suit : **Go** - gabbro, **Mzgo** - monzogabbro, **Mz** - monzonite, **S** - syénite, **Dq** - diorite quartzifère, **Mz dq** - monzodiorite quartzifère, **Mz q** - monzonite quartzifère, **S q** - syénite quartzifère, **To** - tonalite, **Gd** - granodiorite, **Ad** - adamellite, **Gr** - granite

- ◇ Mancellia
- Douarnenez
- Saint-Goueno
- × Rennes
- × Refs.

Fig. 4 - Diagramme P-Q pour la granodiorite de Rennes. Comparaison avec les granodiorites et leucogranites de la Mancellia (analyse in Jonin, 1981 et Autran *et al.* 1983), les trondhjémites et granodiorites du massif de Douarnenez (Cocherie et Carpenter, 1979) et le leucogranite de Saint-Goueno (Saunier, 1986)

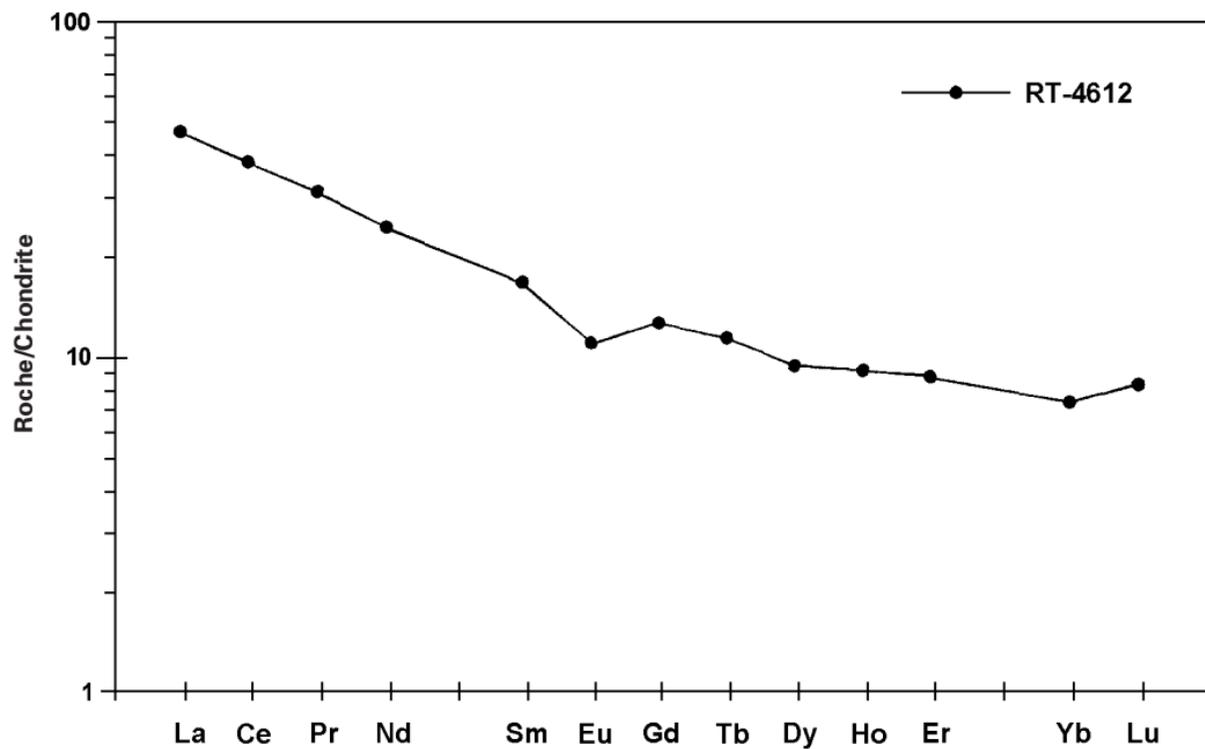


Fig. 5 - Spectre de terres rares normé aux chondrites pour la granodiorite de Rennes
 (valeurs de normalisation Anders et Grevesse, 1989)

CÉNOZOÏQUE

Paléogène

e6-g1. **Argiles à lignite, pyrite, gypse (sapropèles inférieurs) et sables fins des bassins de Chartres-de-Bretagne et Pacé (Éocène supérieur à Rupélien) (3,5 à 16 m).** Succédant à une intense pédogénèse, une sédimentation palustre à kaolinite s'installe dans des grabens étroits soumis à une subsidence, contrôlée par la faille de Pontpéan et ses satellites ; cette région restera, au moins jusqu'au Pliocène supérieur, une zone de faiblesse tectonique et un piège à sédiments.

La présence des sapropèles inférieurs a été reconnue par sondages depuis Saint-Jacques jusqu'aux Landes d'Apigné, puis, au-delà, à la Clais en Pacé. Ces argiles reposent sur un Briovérien très argilisé (allotérites) à des cotes altimétriques très diverses et souvent négatives. La base des sapropèles inférieurs, autour de Saint-Jacques, est constituée d'argiles kaolinitiques à microflore éocène peu abondante (Trautmann et *al.*, 1994) ; la partie supérieure des sapropèles contient des taxons dont la répartition va de l'Yprésien au Rupélien. L'âge rupélien inférieur – attribué par M.-P. Ollivier-Pierre et *al.* (1993) à des argiles brunes à microflore abondante à *Bæhlensipollis hohli*, *Aglaoreidia cyclops* et *Dicolpopollis kockeli* – correspond à la partie supérieure des sapropèles inférieurs. Cette attribution résulte de l'étude d'un sondage réalisé au cœur du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne (feuille Janzé). Ce sondage a traversé 62,70 m d'argiles sapropéliques sans en atteindre la base.

Un sondage (317-5-206) réalisé par le BRGM dans une carrière en exploitation, à 50 m de distance du stratotype d'Apigné, montre sous 19 m de sables fossilifères pliocènes, la succession suivante :

à + 8 m NGF :

- argile rosâtre fine (3 m) ;
- argile brun foncé ligniteuse (4,5 m) ;
- sable moyen à grossier brun (1,0 m) ;
- argile fine rosâtre, à lignite et pyrite (3,5 m) ;

à - 5 m NGF :

- sable fin argileux blanc (1,0 m) ;
- argile blanche à grise, à fragments de siltite (allotérite) (sur 6,0 m ; Briovérien altéré).

Les niveaux d'argile à lignite contiennent une association sporo-pollinique bien diversifiée, à prédominance de myricacées et juglandacées, indiquant un climat chaud à subtropical ; les algues d'eau douce (*Botryococcus*)

sont très abondantes. Les taxons présents permettent de donner un âge éocène supérieur à ces niveaux.

Des échantillons d'argile noire à gypse ont été récoltés dans les déblais de dragage de la carrière de la Société Rennaise de Dragage (SRD) de Lillion. Cette argile contient une microflore assez abondante dominée par les conifères et les myricacées ; la présence des taxons *Basopollis* sp. et *Triatriopollenites roboratus* indiquerait un âge sparnacien (Yprésien) (diagnose de G. Farjanel, BRGM), confirmant ainsi les soupçons de S. Durand (1960) sur la présence d'Éocène inférieur dans ce bassin. Peut-être s'agit-il d'un panneau isolé car, jusqu'à présent, toutes les argiles sapropéliques traversées en sondages ont donné un âge éocène supérieur.

Signalés pour la première fois par M. Brunard et L. Dangeard (1928), les « sapropèles » de la Clais en Pacé ont été reconnus par sondages à la tarière lors des levés de la carte géologique. Le gisement, compris entre le pont Amelin, la Clais et Champagne, se trouve dans une dépression située à la confluence de la Flume et du ruisseau de Champalaune. Il est entièrement masqué par les alluvions (Fz), et, comme tous les gisements cénozoïques de la région, il est compartimenté par des failles et repose sur un substratum briovérien argilisé (isaltérites ou allotérites) sur plusieurs mètres d'épaisseur.

L'attribution à l'Éocène supérieur est hypothétique dans la mesure où l'étude palynologique des argiles de la Clais montre que la microflore est peu caractéristique (*Engelhardtia*, *Plicatopollis* et *Pinnus* type *diploxylon*). Reconnues sur 30 m d'épaisseur, ce sont des argiles fines, verdâtres, grises à violacées, à passées organiques brun-noir ; la base se charge de gravillons de quartz.

Néogène

m2-4. **Faluns et calcaires à Lithothamnium des bassins de Chartres-de-Bretagne et Saint-Grégoire (Burdigalien inférieur – Serravallien supérieur)** (30 m). Une formation biodétritique marine, analogue aux faluns « helvétiques » de Touraine (Serravallien supérieur), ravine les formations sous-jacentes. Les affleurements de faluns ne dépassent guère l'aire d'extension des sédiments cénozoïques du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne, ce qui laisse supposer que le graben a, une fois de plus, guidé une transgression marine et joué le rôle de piège à sédiments.

• **Bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne.** La présence de Miocène, au-delà de l'aérodrome de Saint-Jacques-de-la-Lande, n'est pas formellement attestée. Les coupes de sondages, pourtant nombreuses depuis le moulin d'Apigné jusqu'au Temple du Cerisier, n'ayant pas été

étayées par la paléontologie, ne permettent pas de savoir si les grès, les sables ou les argiles fossilifères décrits sous les alluvions sont d'âge miocène ou pliocène.

Toutefois, lors des levés de la carte, nous avons recueilli, sortant de la drague de l'exploitation de Lillion-Est, des blocs de biolithomicrite à *Lithothamnium*, bryozoaires, Ostréidés et foraminifères à cachet miocène (*Amphistegina*, Discorbidés, *Miogypsinidae* ?) ; dans les mêmes déblais, nous avons recueilli des blocs de biocalcarénite contenant des foraminifères pliocènes (*Elphidium*, nombreux grands *Nodosaridés*, *Ammonia* et des Miliolidés).

En ce point, la drague rencontre une bonne partie des séries cénozoïques puisque l'on y trouve des blocs de calcaire à *Archiacina* (g2a) et des boules d'argile gypseuse noire d'âge Yprésien.

Les faluns sont des sables carbonatés très coquilliers, riches en bryozoaires, algues (*Lithothamnium*), foraminifères, polypiers et mollusques à coquilles brisées et roulées. Les dents de squales sont fréquentes ainsi que des débris de vertébrés, surtout à la base des faluns (*Halitherium*, *Dinotherium*, *Mastodon*). Le cortège de minéraux lourds des faluns du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne se caractérise par l'abondance de zircon et de rutile, ce qui suggère une alimentation provenant de la Formation du Grès armoricain du synclinal paléozoïque de Martigné-Ferchaud. La glauconie est présente dans la fraction sableuse, en grains isolés, en masses irrégulières et altérées ou moulant les loges des bryozoaires.

À Saint-Jacques-de-la-Lande, sous l'usine Citroën de la Janais, les faluns sont recouverts par des sables rouges, pliocènes, et des alluvions anciennes. La base des faluns est à 30 m par rapport au sol.

La macrofaune et les foraminifères benthiques contenus dans les faluns indiquent un milieu infralittoral à proximité d'un herbier allant jusqu'à un domaine de plage (Trautmann et al., 1994).

Ces sédiments sont provisoirement inclus dans une période allant du Burdigalien inférieur au Serravalien supérieur (Cavelier, 1989) dans l'attente des résultats d'une reprise de l'étude de la microfaune.

Une autre méthode de datation (Rb/Sr sur phosphates) donnerait un âge à 4 Ma (Zancléen) pour les faluns de Chartres et de Saint-Grégoire (J-A. Barrat, renseignement inédit).

• **Bassin de Saint-Grégoire.** Le bassin de Saint-Grégoire, autrefois exploité en carrières, est aujourd'hui livré à l'agriculture. Sa géométrie est

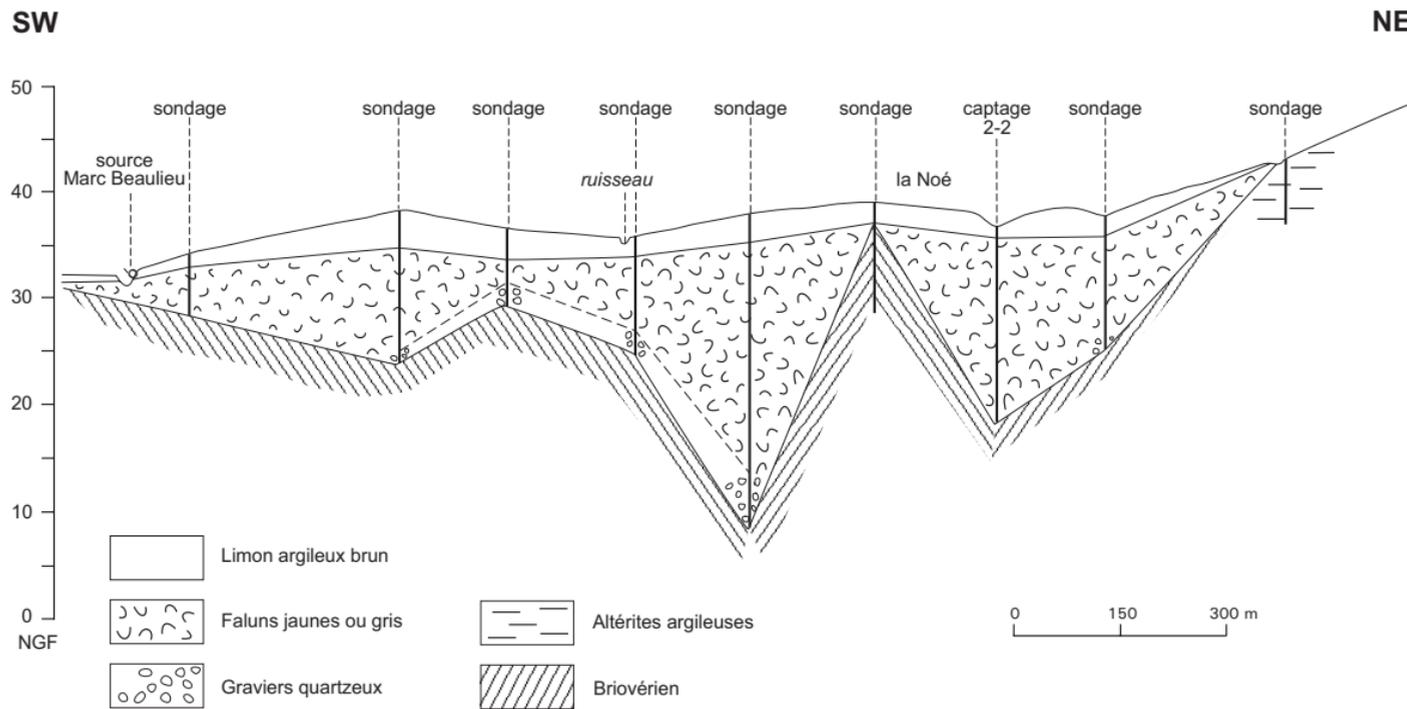


Fig. 7 - Bassin de Saint-Grégoire

surtout connue par les forages pour eau réalisés dans les années 70 (fig. 7 ; Brunel, Depagne, 1973).

Il est constitué de trois compartiments séparés par des rehaussements du socle briovérien. L'épaisseur des faluns est de 30 m dans la cuvette centrale, 20 m dans la cuvette nord et 15 m dans la cuvette sud. Les faluns sont décalcifiés sur des épaisseurs variant de 2 à 5 m. La coupe type du bassin de Saint-Grégoire, fournie par l'un des forages (317-2-2), est de haut en bas :

à + 38,08 NGF :

- terre végétale limono-argileuse (sur 0,80 m) ;
- limon brun clair se chargeant en faluns (2,40 m) ;
- faluns blancs, poudreux (2,40 m) ;
- faluns sableux parfois cimentés en « rognons » (3,30 m) ;
- faluns blanchâtres avec quelques graviers de quartz (5 m) ;
- faluns gris argileux avec graviers roulés (0,30 m) ;

à + 23,88 NGF :

- schistes gris altérés à rognons de quartz géodique (sur 0,70 m).

Le niveau de graviers de base est présent pratiquement dans tout le bassin ; dans ces graviers furent trouvés des dents de poissons, des Pectinidés, des huîtres, des côtes silicifiées d'*Halitherium* (mammifère marin), des oursins, des balanes.

La masse des faluns est plus ou moins agglomérée, elle montre vers sa base, des litages obliques (Durand, 1960). Le faciès induré est une biocalcirudite à débris d'algues (*Lithothamnium*), de Bryozoaires, d'Échinides, de Cirripèdes, et à rares foraminifères.

La faune, étudiée par de nombreux auteurs (voir bibliographie in Durand, 1960), indique un faciès de mer relativement peu profonde, de l'ordre d'une centaine de mètres ; l'état brisé et roulé des débris fossilifères atteste de la proximité du rivage dans une partie du golfe miocène brassée par les courants (litages obliques) ; le climat était subtropical. Le fond du bassin, très chaotique, laisse supposer, soit un contrôle tectonique de la sédimentation, soit l'existence d'une côte assez déchiquetée.

p1-2. **Sables fossilifères, sables azoïques rouges (Zancléen – Reuvérien).** Le Pliocène de la feuille Rennes revêt une importance toute particulière : c'est en effet à Apigné (commune du Rheu) que furent découverts par P. Lebesconte (1893) des sables rouges fossilifères et que fut ensuite défini le stratotype du Pliocène armoricain (cf. Redonien) par G-F. Dollfus

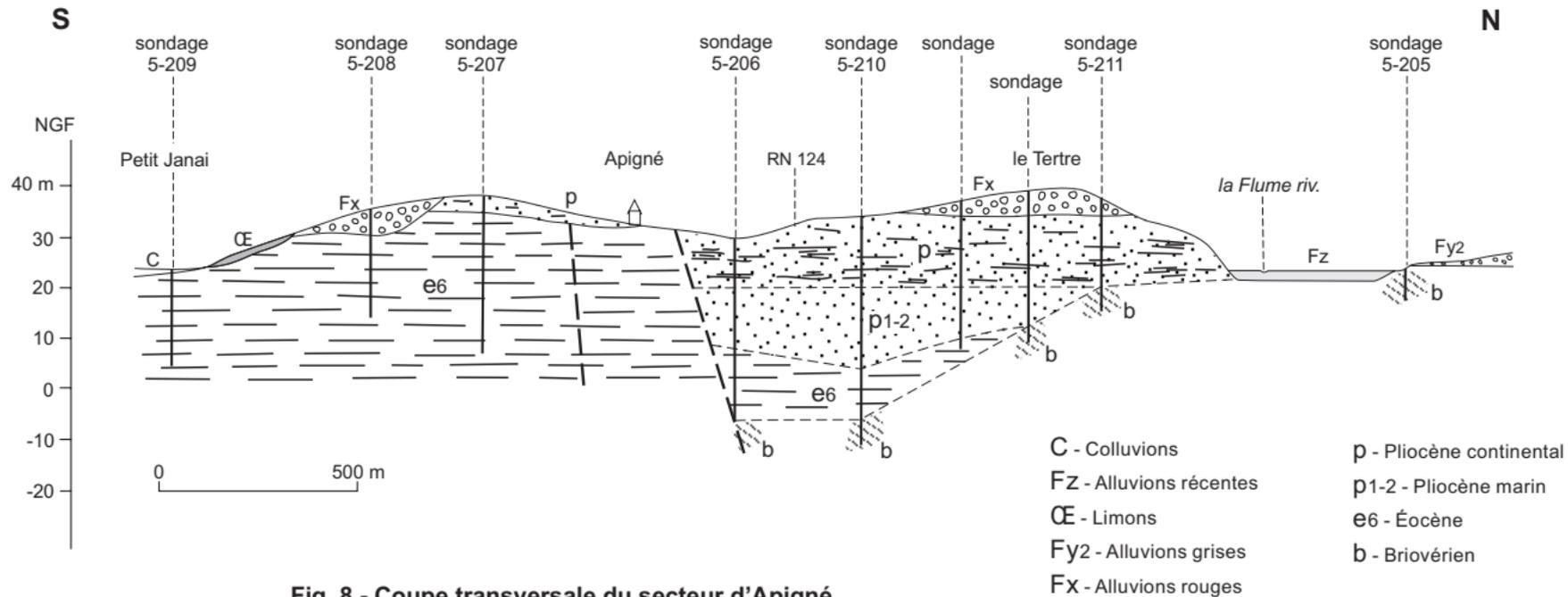


Fig. 8 - Coupe transversale du secteur d'Apigné

(1901). Le point sur ce stratotype a été fait par S. Durand (1980) malgré un certain nombre d'inconnues.

À l'occasion des levés de la carte géologique, plusieurs sondages ont été réalisés dans le secteur par le BRGM et, en particulier, dans une carrière située à 50 m au Nord du stratotype (sondage 317-5-206 ; cf. R6 sur la fig. 8). La coupe du Pliocène, de haut en bas, est la suivante :

- 0,0 - 2,0 m : remblai ;
- 2,0 - 7,0 m : sable argileux rouge-brun azoïque à paléosols ;
- 7,0 - 9,5 m : sable argileux grossier, jaune, fossilifère, carbonaté ;
- 9,5 - 13,8 m : sable glauconieux moyen, argileux, vert foncé, à petites concrétions gréseuses et débris coquilliers (*Ostrea* à la base) ;
- 13,8 - 16,5 m : argile silteuse grise, fine, fossilifère, carbonatée ;
- 16,5 - 19,0 m : sable argileux moyen, gris, fossilifère, à concrétions gréseuses à la base, carbonaté, à base ravinante ;
- 19,0 - 22,0 : argile fin rosâtre, à passées bariolées, non carbonatée ;
- 22,0 - 33,0 : argiles ligniteuses brunes ou roses, à passées sableuses ;
- 33,0 - 38,0 m : argiles séricitiques blanches à grises, à fragments de schiste.

L'étude micropaléontologique de ce sondage est en cours ; on peut, cependant, la résumer ainsi :

- 0 à 7,0 m : Quaternaire estuarien à fluviatile ;
- 7 à 13,8 m : Pliocène supérieur littoral (Reuvérien) (base à + 13,2 m NGF) ;
- 13,8 à 19,0 m : Pliocène inférieur (Zancléen) (base à + 8 m NGF) ;
- 19,0 à 22,0 m : Oligocène inférieur (Rupélien) (base à + 5 m NGF) ;
- 22,0 à 33,0 m : Éocène supérieur continental ;
- 33,0 à 38,0 m : Briovérien altéré (allotérites).

Les niveaux situés entre 13,8 et 19,0 m contiennent des herbacées caractéristiques du schorre en bordure de littoral (*Chenopodiaceae* abondantes associées à des *Cupressaceae*) ; la microflore est dominée par les pollens de conifères.

D'après la composition isotopique des coquilles de bivalves (Lauriat-Rage et Vergnaud-Grazzini, 1977), le stratotype d'Apigné serait situé dans une phase « froide » du Pliocène (Pliocène III) ; la microfaune des autres gisements situés sur la carte Rennes (Lillion, Temple du Cerisier) serait caractéristique, du moins pour leur partie inférieure, du « Redonien chaud » ou Pliocène I/II dans lequel subsistent des espèces miocènes (Margérel, 1968).

Une datation par RPE (Résonance Paramagnétique de Spin) confère un âge Zancéen ($5,35 \pm 0,8$ Ma) à la base de la Formation d'Apigné (Van Vliet-Lanoë et al., 1998) ; l'étude palynologique de cette formation (G. Farjanel, inédit) suggère un âge Pliocène supérieur et un environnement de dépôt correspondant à une bordure de littoral (abondance de *Chenopodiaceae*).

Les sables coquilliers vert foncé puis jaunes, carbonatés, succédant vers le haut à la Formation d'Apigné, contiennent des foraminifères benthiques caractéristiques de dépôts marins littoraux du Pliocène (C. Bourdillon, inédit).

Le bassin pliocène de Chartres – Apigné a une direction générale NNW-SSE, contrôlée par la faille majeure de Pontpéan et ses répliques ; les sables fossilifères (R) traversent la vallée de la Vilaine, entre le Temple du Cerisier et le moulin d'Apigné, sous les alluvions et réapparaissent en butte à la Heuzardière.

Ailleurs, des placages de sables rouges azoïques, accompagnés parfois de blocs d'aliots (sable aggloméré par des oxydes ferro-manganiques) se répartissent à des altitudes diverses (de + 40 à + 5 m NGF à l'Ouest, jusqu'à + 100 m NGF dans l'angle nord-est de la carte).

Formations superficielles

A. Altérites. Le substrat briovérien est plus ou moins profondément altéré, beaucoup plus que le Paléozoïque du synclinal de Liffré. En général complètement argilisé (**allotérite**) sur 15 m et plus, le substrat a conservé parfois sa structure (**isaltérite**), le passage d'un état à l'autre étant progressif. À l'échelle de la carte, l'altération se généralise au Nord et à l'Ouest de Rennes, alors qu'elle est plus ponctuelle au Sud. L'origine météorique (climat chaud et humide), invoquée pour expliquer ces profils d'altération, se double d'une action d'origine hydrothermale liée aux très nombreux filons de quartz présents au Nord de Rennes et à la fracturation.

En quelques rares points, des blocs épars de grès lustrés (ladères) et de fragments de ferricrète à hématite subsistent au sommet des profils à l'état remanié. Ces altérites représentent une paléosurface latéritique tronquée dont l'âge est au moins anté-Éocène supérieur, puisqu'en sondages on trouve des allotérites sous les sapropels inférieurs (sondage 317-5-206).

Du point de vue minéralogique, les profils d'altération ont été étudiés dans et autour de Rennes par J. Estéoule-Choux (1970). Ils montrent partout la même évolution : à partir d'un substrat briovérien ameubli (isaltérite) à argile micacée, chlorite, petite quantité de kaolinite et quartz, le haut

des profils montre la prépondérance de la kaolinite (allotérite). Ces profils sont localement très rubéfiés par des hydroxydes de fer libérés par l'hydrolyse des sulfures contenus dans les filons de quartz ou dans certains niveaux du Briovérien.

FR. Alluvions résiduelles en épandages sur les interfluves. Hors de tout système étagé, à des altitudes comprises entre + 95 et + 105 m NGF, et aux abords du synclinal de Liffré, des graviers de quartz roulés ou émoussés reposent directement sur le socle altéré ou non et parfois plus ou moins associés aux limons lœssiques. Il pourrait s'agir, soit des graviers de base des lœss, soit des vestiges d'un système fluvio-deltaïque très ancien du Pléistocène inférieur à moyen.

Fw. Alluvions rouges, périglaciaires, du Pléistocène moyen. Un complexe alluvial particulier, plus ou moins indépendant du réseau hydrographique actuel, est bien développé au Nord de la Vallée de la Vilaine. Cette haute terrasse est située entre + 40 et + 80 m NGF. Elle montre, de haut en bas, la succession suivante :

- sable fin rouge argileux, à petits galets de grès mal roulés, passant latéralement à une argile silteuse bariolée (2 à 3 m) ;
- « head » à blocs de quartz parfois pluridécimétriques, emballés dans une matrice argilo-sableuse à fragments de schiste et d'argilites roses ;
- socle briovérien rubéfié (alternances de grès et d'argilites roses). Ce dispositif suggère une mise en place sous forme de coulées solifluées d'origine locale lors d'une phase interglaciaire ancienne suivie d'un début de formation d'un système alluvial. Ces coupes sont très semblables à celles de Saint-Malo-de-Phily et Bourgbarré (Trautmann et *al.*, 1994). Par analogie de faciès et d'altitudes, ce complexe périglaciaire pourrait se situer au Pléistocène moyen lors d'une phase du Cromérien.

Fx. Alluvions rouges (Holsteinien ?) : + 10 à 25 m au-dessus de l'étiage. Cette moyenne terrasse est à l'état relictuel en amont de Rennes mais largement étalée à l'Ouest et au Sud-Ouest de la Ville. Elle est bien exposée au sommet des sablières de la Heuzardière où son épaisseur varie de 2 à 5 m. Elle est composée d'alluvions rubéfiées très hétérométriques, disposées en alternances de lentilles sablo-argileuses et de lits graveleux à éléments émoussés à roulés. La base de cette terrasse est à + 25-35 m NGF ; elle couvre les interfluves entre Rennes et La Chapelle-des-Fougeretz. Sa mise en place pourrait se situer entre la période saaliennne et le Cromérien (période holsteinienne ?).

Fy1. Alluvions rouges éémiennes : + 4 à 12 m au-dessus de l'étiage. Succédant partiellement à un système de terrasses étagées, la basse nappe alluviale Fy1 débute le système emboîté colmatant la vallée de la

Vilaine et ses affluents. Cette nappe est constituée de sables et graviers jaunâtres à rougeâtres, à stratifications obliques, disposés soit en chenaux qui ravinent le substrat dans le val de Vilaine, soit en « buttes » reliques. Dans la partie la plus large de la vallée, elle s'étend largement sur les flancs plats, le sommet de cette nappe se situant de 4 à 12 m (+ 10-20 m NGF) au-dessus de l'étiage. L'épaisseur de ces alluvions est très variable suivant les points (de 2 à 10 m). Elles supportent un paléosol et sont impliquées par des fentes de gel. Leur mise en place pourrait se situer au cours de la période glaciaire saaliennne, l'altération correspondant à l'interglaciaire Riss-Würm ou période éémienne.

E. Éboulis de pente à matrice argilo-sableuse cryoturbée (« head ») : interglaciaire Riss – Würm. Le long des crêtes topographiques, formées par les barres gréseuses ordoviciennes du synclinal de Liffré, des éboulis parfois importants (Nord de la forêt de Sévailles) masquent les terrains briovériens et leur contact avec les Grès armoricains. Ces éboulis sont constitués de blocs décimétriques à métriques anguleux de grès ou de quartzites, noyés dans une matrice argilo-sableuse blanc crème cryoturbée ; l'épaisseur de ces « heads » est variable et peut atteindre plusieurs mètres. Leur mise en place, liée à la pente et à la gélifluxion, pourrait se situer lors de l'interglaciaire Riss – Würm.

Fy2. Alluvions grises weichséliennes : sables argileux, graviers. Cette basse nappe alluviale affleure peu ; elle est surtout visible en carrières dans la vallée de la Vilaine en aval de Rennes.

La coupe de la carrière du Houx en Saint-Jacques-de-la-Lande, publiée par A. Jigorel (1978), est démonstrative de la disposition de cette nappe « récente » par rapport à la nappe « ancienne » Fy1. Sous 4 m d'alluvions Fz, sont exploités 2 à 7 m de sables argileux et graviers gris hétérogènes, grossiers à la base ; le niveau de base ravine les alluvions jaunes, sous-jacentes (Fy1), et remplit des fentes en coin. Cette nappe alluviale occupe le lit majeur de la Vilaine à partir de la confluence de celle-ci avec l'Ille et la Flume. Elle s'est mise en place lors d'une période de réchauffement succédant à la glaciation würmienne (Weichsel) selon un dispositif en chenaux anastomosés. Sa cote NGF maximum ne dépasse pas 25 m.

Æ. Limons lœssiques périglaciaires. La couverture limoneuse prend à l'Ouest et au Nord-Ouest de Rennes une importance assez considérable. Ces limons, épais en moyenne de 2 m, nappent tous les interfluves et une bonne partie des versants. Cette formation débute toujours à la base par un niveau de limon à graviers quartzeux souvent émoussés ; ce sont des limons brun clair argileux à kaolinite – mica blanc et présence constante de hornblende verte dans des proportions variables (Estéoule et *al.*, 1972). Les minéraux de métamorphisme et les ubiquistes sont aussi présents dans des

proportions variables suivant la nature du substratum, marquant ainsi une origine locale partielle de ces limons. Cependant, la présence de hornblende verte, originaire du domaine mancellien, et l'aspect bimodal de leur courbe granulométrique traduisent l'origine allochtone éolienne de ces limons lœssiques. Cette formation s'est déposée pendant une période froide et sèche, succédant à un épisode humide ayant favorisé un certain ruissellement (graviers de base). Elle est contemporaine ou légèrement postérieure à la dernière glaciation (Würm ou Weichsélien).

Fz. Alluvions récentes holocènes : argiles, limons, tourbes, graviers. À la fin du 19^e siècle, les travaux d'aménagement des quais de la Vilaine, à Rennes, ont permis de décrire et dater précisément les alluvions récentes (Lebesconte, 1896 ; Lebesconte et Bezier, 1897).

Ravinant profondément les graviers weichséliens, les alluvions récentes ont, au niveau de l'île Laënnec, une épaisseur de 4 m. La base est argilo-tourbeuse à lits de graviers et contient des monnaies gallo-romaines et des objets de l'Âge du Bronze. À ce niveau de base, épais d'un mètre environ, succède un horizon de grison ferrugineux irrégulier ravinant, surmonté par 1,30 m de graviers argileux à intercalations de limon sableux de débordement ; la base de ces graviers contenait des monnaies mérovingiennes. La coupe se termine par un limon tourbeux gris-noir contenant des objets du 15^e au 18^e siècle. La partie anté-médiévale du profil est surmontée par un sol alluvial à gley profond à concrétions de vivianite (Estéoule, 1964), la partie exondée du profil (période historique) supporte un sol brun lessivé.

La paléoclimatologie récente de la région pourrait se résumer ainsi : pendant la période gallo-romaine, la Vilaine a un débit faible avec des crues lentes ; cette période, couronnée par un paléosol témoigne d'un climat relativement chaud et sec. À la période médiévale, s'installe un climat plus contrasté avec de fortes pluies orageuses, le débit de la Vilaine devient violent, elle roule des graviers parfois très grossiers, des limons de débordement épais couronnent ces cycles torrentiels. La période post-médiévale voit s'installer des limons de crues correspondant au régime actuel de la Vilaine et au climat atlantique doux et humide.

CF. Colluvions associées aux alluvions Fz. Les têtes de vallées alluviales sont, en général, empâtées par des colluvions dérivées des altérites paléogènes.

Essentiellement argileuses, elles comportent parfois un petit lit de graviers quartzeux à la base ; elles passent plus ou moins progressivement aux alluvions Fz par augmentation de la charge sablo-graveleuse.

C. Colluvions de versants. Certains ruisseaux n'ont pas développé de vallée alluviale et coulent directement sur le substrat ; au passage de certaines dépressions fermées, s'accumulent cependant des colluvions argileuses ou limoneuses qui ne se raccordent pas aux alluvions Fz. Ce dispositif est caractéristique d'une morphologie liée à l'alternance de couches dures et tendres du Briovérien et du Paléozoïque. Il peut aussi correspondre à des rejeux tectoniques récents (Bonnet, 1998).

X. Dépôts anthropiques. L'agglomération rennaise produit depuis l'époque gallo-romaine de grandes quantités de remblais d'épaisseurs variables suivant les endroits ; leur présence pose des problèmes géotechniques particuliers. Leur répartition est connue par les fouilles, sondages et chantiers d'urbanisme qui génèrent eux-mêmes de nouveaux remblais s'ajoutant aux précédents. Les remblais les plus anciens correspondent à l'extension de la ville au Haut-Empire entre le Thabor à l'Est, la rue Saint-Martin au Nord, l'Ille à l'Ouest et la Vilaine au Sud. Les sondages indiquent des épaisseurs allant jusqu'à 7 m au niveau de la place des Lices.

Les alluvions récentes Fz des vals de Vilaine et de l'Ille sont recouvertes d'une couche épaisse de remblais (7 m au niveau de la place de la République) de toutes natures : blocailles, briques, graviers, sables rouges au droit des zones urbanisées ou industrialisées.

Au Sud de la Vilaine, dans le quartier du Colombier, les remblais n'ont que 1 à 2 m d'épaisseur.

Les quartiers modernes de Patton, Villejean, le Blosne et Beaulieu n'ont pas généré de couches de remblais mais les terrassements successifs et le bitume ont complètement occulté le substratum.

Des laitiers et des scories provenant d'un haut fourneau de l'ancienne fonderie de Sérigné en La Bouëxière sont signalés par Davy (1913).

Un petit amas, non connu, a été trouvé lors des levés géologiques près des Champs Blancs en Cesson-Sévigné (X Fe).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE

Protérozoïque à Paléozoïque basal

Dans la région rennaise, les terrains situés sous le Paléozoïque discordant sont rapportés au Briovérien supérieur (post-phtanitique), mais leur âge est

encore imprécis, pouvant aller du Protérozoïque terminal au Cambrien basal (Le Corre *et al.*, 1991).

La séquence sédimentaire observable est constituée par des faciès turbiditiques (rythmites granoclassées, séquences de Bouma, « debris flows », lames parallèles,...) caractéristiques d'une plate-forme externe distale. Les faciès grossiers (wackes, arénites) ont des composants volcanogènes très marqués (quartz craquelés fréquents ou en échardes) et contiennent des fragments lithiques cataclasés. Cette sédimentation turbiditique s'est mise en place dans un domaine de croûte amincie instable (volcanites synsédimentaires) dans lequel les ruptures de pentes sont fréquentes (failles synsédimentaires, turbidites gravitaires). Des apports détritiques fluvio-deltaïques sous-marins (conglomérats) s'atténuent jusqu'à disparaître complètement au Nord de Rennes en même temps que la granulométrie décroît du Sud vers le Nord. Ce dispositif suggère, à l'échelle de la Bretagne centrale, une alimentation continentale contemporaine de la sédimentation turbiditique résultant de l'érosion de paléo-reliefs situés au Sud du Massif armoricain.

Pour certains auteurs, la présence de clastes de phtanite n'est plus considérée comme un critère de subdivision du Briovérien : il semblerait que les sédiments clastiques soient contemporains des dépôts de plate-forme à phtanites interstratifiés, attribués au Protérozoïque terminal (Dabard, 1996). Un âge cambrien est proposé pour des wackes briovériennes de la région du Lion-d'Angers (Guerrot *et al.*, 1992). Cela pourrait suggérer, dans ce cas, un diachronisme de la série (F. Trautmann, hypothèse personnelle).

L'association siltites ardoisières, grès pyriteux à ciment carbonaté secondaire et laves acides suggère que dans la partie la plus profonde et confinée du bassin, des champs de fractures ont provoqué des remontées de magma et des percolations hydrothermales. Contrairement à la région de Montfort-sur-Meu (Thomas, Outin, 2000) où aucune déformation synsédimentaire n'a été observée, la région comprise entre la Guerche-de-Bretagne et Rennes montre de nombreuses figures de déformation, observées en lames minces et sur affleurements (failles normales) traduisant la proximité de pentes instables, en bordure d'une zone continentale alimentant en détritiques un cône turbiditique.

Plusieurs champs filoniens acides et/ou basiques anté-, syn- à post-schisteux « intrudent » les sédiments briovériens. Les premiers champs filoniens intrusifs anté-schisteux sont post-cadomiens (distension arénigienne) ; les suivants sont contemporains de la schistogenèse ; enfin une dernière phase, postérieure à la schistosité, clôt le cycle hercynien.

Paléozoïque

Les relations, entre la base de la série paléozoïque du synclinal de Liffré et le Briovérien, ont été observées dans la tranchée de l'autoroute des Estuaires ; une importante faille tronque le flanc sud inverse de la structure.

La transgression ordovicienne débute par un poudingue quartzeux à rares fragments de phanite hérités du Briovérien ; ce poudingue est considéré comme appartenant à la Formation du Grès armoricain. Celle-ci est composée de dépôts à dominante arénacée, grossiers à la base et plus fins au sommet. La faible épaisseur de la Formation du Grès armoricain dans le synclinal de Liffré correspond à une zone de moindre subsidence par rapport aux fortes épaisseurs observées dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud. On ne trouve pas, non plus, dans ce secteur, la subdivision classique en trois membres. La faune, pratiquement absente, ne permet pas de préciser l'âge de la formation, qui est attribuée à l'Arénig parce qu'elle est surmontée par la Formation d'Andouillé, d'âge Llanvirn – Llandeilo.

Au Llanvirn, s'installe une sédimentation marine à vases argileuses sombres, marquant une légère accentuation de la transgression ordovicienne. La Formation d'Andouillé, remarquablement homogène, débute par quelques bancs chloriteux oolitiques ou par un conglomérat ferrugineux à galets phosphatés, à éléments de quartzites et de grès. La sédimentation argileuse se poursuit jusqu'au début du Caradoc ; elle contient une faune à trilobites, graptolites et chitinozoaires.

De nouveaux dépôts arénacés succèdent à la sédimentation argileuse ; il s'agit de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, composée de quartzarénites alternant avec des psammites et des siltstones. Les figures sédimentaires sont nombreuses, la faune est marine (trilobites, bivalves, brachiopodes) ; ses variations suggèrent soit le Caradoc, soit l'Ashgill.

Les litages obliques, les galets argileux dans les plans de stratification, les granoclassements traduisent une tendance à l'émersion. Depuis le début de l'Ordovicien, les dépôts caractérisent une mer épicontinentale.

Avec la Formation de la Lande-Murée, non affleurante sur la carte, débute le cycle silurien (Llandovery – Ludlow) avec des quartzites sombres et des ampélites.

La Formation du Val est le dernier terme de l'évolution paléozoïque observable sur la carte. L'âge pridolien est attesté par quelques chitinozoaires. Cette formation est constituée de siltstones, de wackes et d'arénites sombres ; les « milieux noirs » du Silurien représentent des marqueurs de transgression. Les conditions de dépôt de ces faciès posent de délicats problèmes

d'interprétation : dépôts profonds, dépôts de milieux confinés ou de lagunes plus ou moins isolées du milieu marin franc.

Cénozoïque

Dans un intervalle de temps imprécis, compris entre la fin du Crétacé et l'Éocène moyen, le substratum briovérien a été profondément altéré sur plus de 30 m d'épaisseur par une action météorique supergène en climat chaud et humide. L'hydrolyse totale de la roche mère, essentiellement schisteuse aux abords du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne, aboutit à la néoformation de kaolinite. À cette altération, succèdent des processus latéritiques (cuirasses ferrugineuses puis silicifications) liés à l'engorgement des profils pédologiques dans une région à la topographie très aplanie (Estéoule-Choux, 1983). Ces phases pédogénétiques pourraient se situer à l'Éocène inférieur (Yprésien), au début de la distension E-W à l'origine du graben de Rennes – Chartres-de-Bretagne, la faille de Pont-Péan ayant joué un rôle de drain à l'échelle régionale. Ceci expliquerait les importantes épaisseurs d'altérites observées à proximité du bassin.

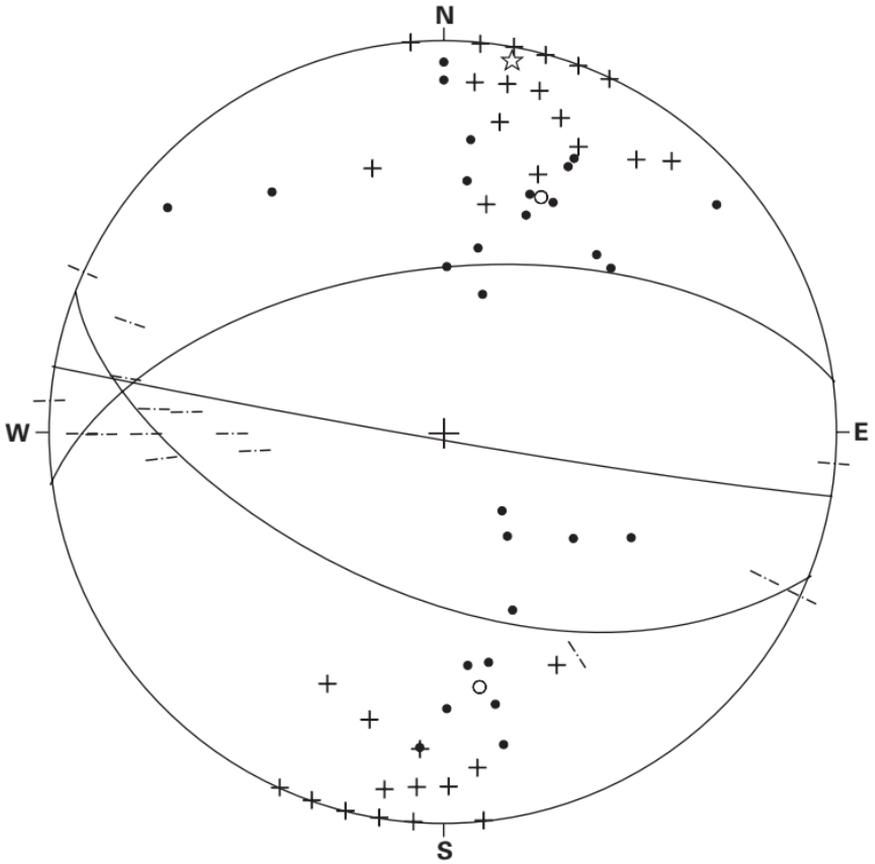
Le démantèlement de la partie supérieure des profils intervient à l'Éocène supérieur, lors d'une phase active de la distension, au cours de laquelle va s'installer une sédimentation palustre confinée, subsidente, qui va se poursuivre jusqu'au Rupélien, dans la dépression de Rennes – Chartres-de-Bretagne.

Une transgression marine envahit ensuite progressivement les zones marécageuses ; le climat est alors humide et moins chaud qu'à l'Éocène. À la fin du Stampien, la région redevient lacustre ; un climat plus aride s'installe, la sédimentation s'interrompt (Ollivier-Pierre et al., 1993).

Au Miocène (Burdigalien – Serravallien) la sédimentation marine, à fort détritisme de la mer des faluns, envahit partiellement le plateau armoricain ; le rejeu des grabens N-S va guider la transgression selon un axe Nantes – Saint-Malo, ce qui explique les surépaisseurs de faluns dans les dépressions d'origine tectonique et leur conservation, en particulier, dans le graben de Rennes – Chartres-de-Bretagne et dans le petit bassin de Saint-Grégoire.

L'abondance des bryozoaires et l'état brisé et roulé des fossiles caractérisent une mer chaude, peu profonde et agitée.

Suivant presque exactement les contours de la mer miocène, la transgression pliocène va recouvrir la surface miocène exondée en la ravinant et en remaniant le matériel fossilifère antérieur. Les bassins sableux de la région rennaise sont localisés dans les principaux couloirs de fracturation N150°E qui ont contrôlé la sédimentation de l'ensemble du Cénozoïque.



PROJECTION DE SCHMIDT : HÉMISPHERE INFÉRIEUR (77 points)

- Pôle des plans de S0 (30)
- +
- Pôle moyen S0 (2)
- ☆ Pôle moyen S1 (1)

- - - Linéation d'intersection (15)

Fig. 9 - Stéréogramme général des données structurales dans le Briovérien de la région de Rennes

Des rejeux tardifs post-Pliocène supérieur ont impliqué le horst d'Apigné (Van-Vliet-Lanoë et *al.*, 1998).

La sédimentation marine peu profonde est toutefois marquée par des arrivées détritiques continentales importantes. Si l'âge pliocène des sables est bien établi (lorsqu'ils sont fossilifères), en particulier dans le chenal de Lillion, entre le Moulin d'Apigné et le Temple du Cerisier, la subdivision du Pliocène armoricain en étages est plus délicate à définir ; elle fait l'objet, actuellement, de nouvelles investigations (Van-Vliet-Lanoë et *al.*, 1998).

Des mouvements épirogéniques, accompagnant un stade interglaciaire que l'on peut situer au Pléistocène inférieur, provoquent le début du creusement des vallées et les premiers épandages alluvionnaires, souvent très grossiers et non triés, qui parsèment les interfluves de la région. Ensuite, un système alluvionnaire complexe de terrasses se met en place : dans les parties amont de la Vilaine, de l'Ille et de la Flume, les terrasses sont étagées (terrasses eustatiques) ; dans la zone de confluence des trois rivières, on trouve un système étagé et un système emboîté (terrasses climatiques). Les éléments de datation de ces systèmes alluvionnaires sont rares et peu fiables.

On constate, néanmoins, qu'aux terrasses étagées, correspondent quatre phases de creusement auxquelles font suite deux phases de remblaiement ; le changement se situerait au niveau de l'interglaciaire II (Riss = Saal), entre les terrasses Fx et Fy1.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

LES DÉFORMATIONS

Les événements précoces anté-schisteux

La discordance cartographique entre le Briovérien et le Paléozoïque apparaît indirectement ; son angle est élevé (environ 40°) ; les structures plissées du Paléozoïque ont une direction moyenne N140°E, contre N80 à N90°E pour celles du Briovérien, et une longueur d'onde équivalente.

Autrefois considérée comme la marque d'une structuration cadomienne scellée par les séries rouges ordoviciennes, cette discordance est aujourd'hui interprétée comme résultant d'un épisode de distension anté- à syn-sédimentation ordovicienne (Ballard et *al.*, 1986).

Aucun indice de plissement anté-schisteux n'a été mis en évidence dans cette région ; les linéations d'intersection S0/S1 demeurent globalement horizontales et plongent majoritairement à l'Ouest (fig. 9). Les quelques

variations observées peuvent s'intégrer dans les basculements associés à la tectonique hercynienne précoce ou bien être liées aux intrusions filoniennes tardives ou encore être la résultante du Cisaillement Nord-Armoricain (CNA) qui, par ailleurs, oblitère la discordance initiale ; la virgation du synclinorium médian est provoquée par le poinçonnement des blocs de Rennes et de la Mancellia au Westphalien (Houlgatte et *al.*, 1988).

Déformation syn-schisteuse principale

Le Briovérien est affecté par une déformation syn-schisteuse, associée à un métamorphisme de faible intensité (épizonal) ; elle se manifeste par des plis droits d'orientation approximative N100°E. Des plis métriques à décimétriques s'observent quelquefois ; des charnières anticlinales sont parfois associées à des accidents N150°E (échangeur du dépôt d'essence de Vern-sur-Seiche et échangeur de Servon-sur-Vilaine) ou à des « kink bands » de même direction. Ces plis sont liés à une schistosité de plan axial (comme le montrent les trajectoires de schistosité) à pendage proche de la verticale (fig. 9), plutôt inclinée vers le Sud, dans la partie nord, et vers le Nord, dans la partie sud de la carte. Les linéations, globalement subhorizontales, plongent majoritairement à l'Ouest ; les variations locales de direction peuvent être liées à des déformations tardives.

Cette déformation témoigne d'une tectonique monophasée d'intensité très modérée ; elle est interprétée dans le cadre d'un cisaillement dextre général de ce domaine entre les deux accidents qui le limitent, les décrochements nord- et sud-armoricain (Gapais et Le Corre, 1980).

Deux unités structurales paléozoïques apparaissent sur la feuille : le synclinal de Liffré, d'une part, celui de la Lande d'Ouée, d'autre part. Ce dernier n'est que très faiblement représenté dans l'angle nord-est de la feuille. La structuration de ces deux unités résulte de la tectogenèse varisque, c'est-à-dire de plissements intervenus pour l'essentiel entre le Namurien et le Stéphanien. La chronologie de ces déformations a été établie plus à l'Est, grâce aux formations dévono-carbonifères du bassin de Laval.

L'intensité de la structuration varie d'un synclinal à l'autre. Le synclinal de Liffré paraît concentrer l'essentiel de la déformation varisque, avec une schistosité bien développée affectant préférentiellement les siltstones, mais également les grès.

Structuration du synclinal de la Lande d'Ouéé

Cette unité structurale, schématiquement orientée NW-SE, présente un léger déversement de son flanc sud vers le Nord. Un système de fractures, de direction moyenne N50 à 70°E, provoque des rejets d'importance variable, surtout bien visibles dans les formations gréseuses (feuilles voisines de Fougères et Vitré). Dans ce synclinal de la Lande d'Ouéé, le clivage schisteux n'est pas exprimé et le métamorphisme ne dépasse pas l'anchizone. Ceci est confirmé par le faible état de maturation des palynomorphes dans l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien des feuilles Combourg et Fougères (Paris, 1981a et 1981b).

Les travaux de terrassement de l'A 84 ont récemment permis de compléter les observations réalisées lors du lever de la feuille. On a ainsi pu mesurer la discordance angulaire entre le conglomérat de base de la Formation du Grès armoricain (N145°E, pendage sud de 80°) et les orientations (N115 à N120°E et pendage sud de 65 à 80°) des shales briovériens sur lesquels il repose. Aucune charnière de plis n'a cependant été observée dans ces shales briovériens. Le léger déversement des structures vers le Nord est illustré par le pendage sud de 60 à 80° du Grès armoricain. Au sein des quartzarénites grossières de la partie inférieure du Grès armoricain, on relève, d'autre part, des plans d'écaillages (directions N55 à 65°E, pendages sud de 62 à 75°) à rejet dépassant parfois une dizaine de mètres (ex. : faille bien visible lors des premiers terrassements). Des rebroussements de couches sont associés à ces failles chevauchantes. Un accident orienté N100 à 110°E et à pendage de 75° vers le Nord recoupe la partie inférieure de la Formation d'Andouillé et provoque une répétition tectonique d'une grande partie de la Formation du Grès armoricain. Une schistosité sécante, par rapport à la stratification, affecte la Formation d'Andouillé dans la partie nord de la coupe et provoque une importante déformation de la macrofaune. Bien que cette tranchée se poursuit dans l'angle sud-ouest de la feuille Fougères, il faut signaler le grand accident qui occupe le vallon à l'Est de Gosné et met en contact la Formation d'Andouillé au Sud et la Formation de la Lande-Murée au Nord.

Structuration du synclinal de Liffré

Ce synclinal montre une direction assez originale pour le synclinorium du Ménez-Bélaire, puisque sa trace axiale est orientée N140° environ. Dans le synclinorium de Laval, cette direction est toutefois plus commune, en particulier sur le flanc sud.

Les fractures

Plusieurs familles de fractures participent au morcellement de ce synclinal :

– **Les cisaillements N140°E.** Ces failles, liées au fonctionnement du Cisaillement Nord-Armoricain (Paris et Jégouzo, 1976), sont les plus importantes pour la structure régionale. Elles restent cependant discrètes dans la topographie car elles sont sub-parallèles à l'axe du synclinal (N140°E). Ce système de failles peut prendre des allures d'écaillages à vergence nord-est en divers points du flanc sud du synclinal de Liffré où l'on relève, par exemple, des plongements sud variant de 80° jusqu'à 20°. Ces plans d'écaillages mettent alors en contact des terrains d'âges différents (Briovérien en contact avec la Formation d'Andouillé ; Formation de Saint-Germain-sur-Ille directement plaquée contre la Formation du Val). Cet ensemble de failles à pendage plus ou moins marqué doit aussi affecter le Briovérien. Ainsi, un cisaillement plus ou moins parallèle à l'axe de l'anticlinal de Sévailles pourrait séparer le synclinal de la Lande d'Ouée de celui de Liffré (hypothèse reposant sur la différence de structuration relevée dans les deux unités). Les affleurements récemment fournis par la tranchée de l'A 84 montrent d'ailleurs des différences de lithologie entre les formations briovériennes, schisteuses sur le flanc nord de l'anticlinal, et de nature grauwakeuse vers le Sud, à partir du lit de l'Illet. Des fractures orientées N100°E environ et à pendage sud, de l'ordre de 30°, affectent ces grès feldspathiques.

Par leur répartition et en l'absence apparente de replis, les failles à tendance chevauchante plus ou moins marquée sont à l'origine de l'étendue anormalement grande de certaines formations (ex. : Formation d'Andouillé, autour de Liffré). L'exemple du déversoir de l'étang de la Vallée, où ces failles apparaissent clairement, illustre bien ce mécanisme.

Ces failles sont précoces par rapport au second système de fracturation qui les décroche. Elles sont cependant postérieures au Viséen qu'elles recoupent (ex. : environs de Saint-Germain-sur-Ille, feuille Combourg) et pourraient être contemporaines du déversement des structures plissées ou résulter d'un ultime serrage de ces plis. L'exemple des failles Est-Ouest de la feuille Combourg suggère qu'à l'emplacement de leur futur tracé existaient des zones de faiblesse précoces qui ont pu favoriser la mise en place du matériel rhyolitique de la base du Dinantien. Elles ont donc pu commencer à fonctionner dans un système de « pull-apart » contrôlant la sédimentation dinantienne, puis être réactivées dans le contexte du Cisaillement Nord-Armoricain (CNA).

– **Les failles courbes.** Bien marquées par des ruptures dans les crêtes gréseuses (Formation du Grès armoricain en particulier), ces failles isolent des compartiments dans le synclinal de Liffré. En l'absence d'affleurements satisfaisants, le tracé, adopté ici pour ces failles, résulte plus du contexte cartographique et topographique que d'observations directes. Leur parcours se suit toutefois sur de longues distances, bien au-delà du seul synclinal de Liffré. Parmi les exemples les plus significatifs, celui de la faille de la vallée de Chevré (avec son cortège d'étangs) est assez démonstratif. Cette

faille affecte d'abord le synclinal de Liffré sur les feuilles Rennes et Vitré, avant de traverser le synclinal de la Lande d'Ouéé en donnant naissance à l'apophyse de Combourtillé sur la feuille Fougères à 1/50 000.

La distribution spatiale de certaines masses lithologiques (Grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille et schistes de la Formation du Val) est contrôlée par ces fractures. D'abord orientées Est-Ouest et vraisemblablement subverticales (carrières de la Vallée), elles voient leur direction passer progressivement à N70°E environ, avec un pendage vers le Nord-Ouest. Elles donnent ainsi naissance à de légers chevauchements du Paléozoïque sur le Briovérien (feuille Fougères). À cette famille de failles, s'ajoutent des accidents subméridiens comme le plan d'écaillage (N10°E et pendage de 60° vers l'Ouest) qui fait chevaucher les siltstones et shales noirs de la Formation d'Andouillé sur le Grès armoricain dans la tranchée de l'A 84, au Sud de la forêt de Sévailles.

Les plis

Les plis de premier ordre correspondent au synclinal de la Lande d'Ouéé, à l'anticlinal de Sévailles et au synclinal de Liffré (fig. 1).

L'axe du synclinal de Liffré, orienté N140 à 150°E, plonge vers le Sud-Est. De fait, ce synclinal s'élargit progressivement dans cette direction et les terrains paléozoïques les plus récents (Formation du Val) affleurent dans sa partie orientale. Cette structure est, en règle générale, déversée vers le Nord-Est, le pendage sud-ouest de son plan axial variant de 80 à 20-30° dans les cas extrêmes. Ces changements dans le déversement des flancs inverses sont en partie contrôlés par les failles courbes qui délimitent des panneaux à plan axial plongeant plus ou moins vers le Sud-Ouest.

Les ondulations secondaires, associées ou non à des failles chevauchantes, restent difficiles à mettre en évidence, faute de critères cartographiques assez précis à l'intérieur même des formations. Elles sont pourtant retenues ici pour expliquer la vaste étendue de la Formation du Val ou de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, au cœur du synclinal de Liffré. Elles ont été directement observées dans la tranchée de l'A 84, au Sud de la forêt de Sévailles, où elles constituent des plis plurimétriques à plongement axial vers le Sud-Est, dans la Formation du Grès armoricain.

Des plis métriques à décimétriques ont été observés en divers points de ce synclinal et dans plusieurs formations. Les plus importants apparaissent dans le front de taille de la grande carrière de la Vallée (carrière « Loisel ») où, selon l'évolution de l'exploitation, on remarque plus ou moins clairement une charnière anticlinale associée à une fracture subverticale orientée 150°E. De nombreux plis métriques ou décimétriques synschisteux existent dans la

Formation du Val dont la lithologie (petits bancs gréseux isolés dans des siltstones) les souligne parfaitement. La schistosité, à pendage sud dominant (40 à 80°), y varie de N70°E (influence probable des failles de même direction) à 150°E. Les axes des petits plis montrent des directions et des plongements variables (Métairies de Serigné, Pont de la D 106 sur le ruisseau du Pérousel, Sud de Tarouanne,...). La dispersion de ces directions paraît liée à la dislocation tardive du synclinal par les diverses familles de failles citées. Aucun repli de charnière vraiment démonstratif n'a été observé.

Les plis millimétriques ou centimétriques associés à une schistosité de crénelation n'apparaissent que dans les roches à lithologie appropriée (mudstones et siltstones fins des formations d'Andouillé ou du Val). Ceci se traduit par un classique débit en « crayon ».

Déformations tardives post-schisteuses

Des cataclases, relayées par des filons de quartz en faisceaux, traversent les formations briovériennes, selon une direction N120°E, en forêt de Rennes ; d'autre part, au Nord de la carte, entre Gévezé et Saint-Sulpice-la-Forêt, soit à environ 2 km du CNA, on observe dans les schistes briovériens des zones mylonitisées ainsi que des cubes de sulfures automorphes, à zones abritées sigmoïdes parallèles à la schistosité : cette association serait en faveur d'un cogénétilisme entre la S1 et une composante de cisaillement rotationnel correspondant au CNA.

Les structures paléozoïques sont impliquées par des chevauchements d'orientation N140 à N150°E que l'on pourrait associer avec les failles N140 à N170°E du type Pont-Péan. Les failles courbes, décelées sur le flanc sud du synclinal de Liffré, d'orientation N70 à N90°E, pourraient être un relais des zones cisillées N120°E traversant le Briovérien.

Une famille de fractures N20 à N30°E serait conjuguée des fractures N150°E.

Quelques fractures N-S, à composante indéterminée, sont jalonnées par des filons de quartz.

Tous ces éléments sont compatibles avec le système de Riedel, ce qui les inclurait dans la dynamique de cisaillement du CNA.

Leur caractère tardif n'est valide que dans la mesure où certaines de ces déformations, en particulier les failles normales N150°E, ont rejoué à différentes époques, y compris au Pléistocène.

La limite entre déformations syn- et post-schisteuses est donc très progressive et s'inscrit dans un même processus géodynamique de cisaillement dextre à valeur régionale d'âge hercynien (Choukroune et *al.*, 1983).

LE MÉTAMORPHISME

Les formations briovériennes et paléozoïques affleurantes dans le cadre de la carte Rennes sont affectées par un métamorphisme syn-schisteux de très faible grade : les paragenèses néoformées dans les roches pélitiques sont à illite et chlorite.

L'étude régionale réalisée ces dernières années (« coupe Janzé », Chantraine et *al.*, 1983) indique une cristallinité des illites caractéristique d'un métamorphisme anchi- à épizonal et ne montre pas d'évolution ordonnée du gradient de métamorphisme dans le Briovérien.

Bien qu'ayant été représentée sur les anciennes cartes à 1/80 000, la granodiorite de Rennes n'a pas d'aurole de métamorphisme évidente. Très localement et à proximité, des argilites du Briovérien montrent des blastes micacés, complètement rétro-morphosés, traversés par la schistosité.

TECTONIQUE RÉCENTE

L'évolution tectonique post-hercynienne du Massif armoricain n'est perceptible qu'à partir du Cénozoïque. Deux familles de décrochements de directions conjuguées, NE-SW senestre et NW-SE dextre, contrôlent la sédimentation par une série de rejeux témoignant de l'instabilité du bâti armoricain jusqu'au Quaternaire.

Les déformations, ayant affecté le bassin cénozoïque de Rennes – Chartres-de-Bretagne sont la résultante des rejeux de la faille de Pont-Péan (Trautmann et *al.*, 1994) orientée N160°E ; leur succession s'établit à partir de l'Éocène supérieur jusqu'au Pléistocène supérieur (tabl. 2).

Des failles normales à rejets centimétriques, affectant les sables reuvériens d'Apigné et de la Heuzardière, ont pu être observées et mesurées durant les levés ; localement, certaines fractures se prolongent également dans les alluvions rouges de la terrasse Fx. Deux directions ressortent de l'étude statistique : l'une, N150°E, est celle de la faille de Pont-Péan ; l'autre, N105°E, est la direction hercynienne.

Âge	Déformation	Sédimentation
Prétiligien		Érosion-régression
Reuvérien	Compression N-S	Comblement du bassin (transgression) de Rennes – Chartres-de-Bretagne et des paléovallées
Syn- à post-sables reuvériens	Failles N60° et N160°	Ravinement-érosion
Limite Miocène–Pliocène	Compression E-W ?	Émersion-régression Érosion-dissolution (paléosols, topographie différenciée)
Miocène moyen	Distension E-W ?	Transgression locale dans grabens paléogènes instables
Post-Rupélien	Compression ENE-WSW ? rejeu inverse (Pont-Péan) de faille normale	Émersion (surface d'érosion)
Éocène à Rupélien	Distension E-W graben N160 (rejeu faille)	Subsidence continentale avec incursions marines (Rennes – Chartres-de-Bretagne)

Tabl. 2 - Succession des déformations au Cénozoïque et événements sédimentaires correspondants

Un rejeu de failles anciennes de directions différentes est envisagé dans le cadre du champ de contraintes régionales actuelles affectant le domaine péri-alpin de la plaque européenne (Paquin *et al.*, 1978 et Godefroy, 1980).

ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE

L'examen du tracé des rivières de la région révèle des influences néotectoniques : la Vilaine, l'Ille et la Flume et leurs affluents confluent au même point à l'Ouest de la ville de Rennes, à l'aplomb du graben cénozoïque de Rennes – Chartres-de-Bretagne.

Dans un chapitre précédent, nous avons vu que la disposition des nappes alluviales indiquait des phases de creusement et de remblaiement liées aux fluctuations épirogéniques de la masse continentale pendant le Pléistocène. Le brusque changement de direction du cours de la Vilaine, au point de convergence des trois rivières, peut être guidé par la dépression du bassin cénozoïque car rien dans la lithologie environnante n'explique cette modification radicale.

On distingue deux types de surfaces morpho-structurales dans l'emprise de la feuille Rennes :

- une surface haute $\geq + 100$ m NGF, correspondant aux structures paléozoïques du synclinal de Liffré ; des vestiges de surface d'altération y subsistent ;
- une surface basse, pentée vers le Sud (point bas à + 30 m NGF) se raccordant à la surface haute ; cette surface tronque des altérites impliquant profondément le Briovérien. Les points les plus bas de cette surface sont situés au droit du bassin cénozoïque de Rennes – Chartres-de-Bretagne.

En résumé, une surface d'érosion, fossilisée par les nappes alluviales quaternaires, tronque une ancienne surface d'altération attribuée à l'Éocène.

Le réseau de la Vilaine n'apparaît pas dans son ensemble contrôlé par la lithologie ; la convergence des surfaces d'altération puis d'érosion et du chevelu hydrographique actuel vers le graben de Rennes – Chartres-de-Bretagne n'est pas fortuite : il semble bien que la subsidence de ce secteur ait fonctionné jusqu'à une époque très récente.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

GÉODYNAMIQUE PROTÉRO-PALÉOZOÏQUE

L'âge et la signification géodynamique du Briovérien de Bretagne centrale ont fait l'objet de nombreuses discussions (Cogné, 1962). À la suite des études réalisées ces dernières années (Le Corre, 1977 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Guerrot *et al.*, 1992 ; Dabard, 1996) le Briovérien de Bretagne centrale et du Bocage normand était interprété comme le produit de l'érosion du segment nord-armoricain de la Chaîne cadomienne (Chantraine *et al.*, 1988) déposé dans des bassins d'avant-pays en domaine continental plus ou moins aminci et instable.

Bien que semblables par leurs caractères lithologiques, ces deux domaines présentent des différences importantes : le Briovérien du Bocage normand est tectonisé, métamorphisé par l'intrusion du batholite mancelien (540 Ma) et scellé par une couverture cambrienne ; le Briovérien de Bretagne centrale, dont l'âge va du Protérozoïque terminal au Paléozoïque initial, n'est pas « cratonisé » avant d'être recouvert par les dépôts rouges ordoviciens, l'ensemble n'étant déformé qu'au cours de l'orogénèse varisque (Dévono-Carbonifère).

Probablement, entre le Cambrien et le début de l'Ordovicien, un épisode d'extension continentale affecte l'ensemble du domaine de Bretagne centrale par une tectonique en bloc basculés qui provoque la discordance infra-ordovicienne et contrôle le dépôt des séries rouges (Ballard *et al.*, 1986) non présentes dans le synclinal de Liffré.

La formation du Grès armoricain correspond ensuite au maximum de la transgression paléozoïque et à l'installation d'une plate-forme continentale où la sédimentation se poursuit ensuite jusqu'à la limite Silurien – Dévonien.

L'événement tectono-métamorphique, qui affecte l'ensemble des formations de Bretagne centrale, est associé à un cisaillement dextre général du domaine entre les deux accidents nord- et sud-armoricain qui le limitent. Cet événement entraîne la continentalisation sans épaissement de cette

portion de croûte ; la surface basale du Grès armoricain, en effet, demeure globalement horizontale (Choukroune et *al.*, 1983).

L'âge de cet événement soulève encore bien des problèmes, les rares données chronologiques étant les suivantes :

- l'âge post-namurien de la tectonique dans le bassin de Laval, où aucune déformation n'est mise en évidence entre le Dévonien et le Carbonifère (Houlgatte et *al.*, 1988) ;
- le caractère syntectonique des granites de type Pontivy, intrusifs dans la partie ouest de Bretagne centrale et datés autour de 340 Ma, c'est-à-dire limite Tournaisien – Viséen (Peuca et *al.*, 1979) ;
- la datation de la mise en place du granite de Pertre, 374 ± 16 Ma, à la limite Dévonien moyen – Dévonien supérieur, qui « intrude » l'encaissant briovérien.

Il est aujourd'hui difficile d'intégrer dans un modèle commun ces renseignements contradictoires. Les données radiométriques tendent à indiquer un âge précoce, mais bien mal circonscrit de part et d'autre de la limite Dévonien – Carbonifère, pour la structuration varisque en Bretagne centrale. Cette datation est comparable à celle de la « phase bretonne » à laquelle correspond la structuration majeure de Bretagne occidentale (Rolet, 1982).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La Bretagne centrale, comme tout le Massif armoricain, est probablement, en majeure partie, demeurée émergée pendant le Mésozoïque.

Plusieurs témoins d'altérite, scellés sous les dépôts cénomaniens des marges du massif ou sous les placages éocènes, montrent que la pénéplaine hercynienne était déjà profondément altérée à cette époque, alors que l'érosion de la chaîne était quasi achevée dès le Permo-Trias (Estéoule-Choux, 1983).

L'importante latéritisation éocène ne fait probablement qu'accentuer une altération antérieure ; cuirasses et silicifications sont bien connues en Bretagne centrale.

À l'Éocène supérieur, une distension E-W crée des dépressions à remplissage palustre auxquelles vont succéder des épisodes marins, et ceci pendant tout le Cénozoïque. Le rôle des accidents de socle N150°E est prépondérant dans tout le Massif armoricain. Certains de ces accidents présentent encore une faible activité sismique.

L'évolution morphologique fini-cénozoïque du Massif armoricain est marquée par l'existence d'au moins deux réseaux hydrographiques, l'un miocène en sédimentation, l'autre, pléistocène, peut-être initié aux alentours

de 0,7 Ma, strictement en érosion et sécant sur le premier. Ce réseau en incision est influencé par une surrection de faible amplitude et de grande longueur d'onde correspondant probablement à un flambage lithosphérique en réponse à la convergence Afrique – Europe (Bonnet, 1998).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE – RISQUES NATURELS

Ces éléments sont donnés à titre indicatif et n'excluent en aucun cas des études de sites précises.

Les terrains briovériens, en particulier les niveaux silto-wackeux (bC) sont en général durs et stables ; par contre, les niveaux de wackes et argilites tendres (bS) sont souvent hydromorphes et instables ; il en est de même pour les altérites des terrains briovériens et paléozoïques : les loupes de glissement sont fréquentes dans les talus non stabilisés par des plantations. La présence de filons de quartz ou d'intrusions hypovolcaniques provoque des venues d'eau qui sont à l'origine des glissements observés dans les talus.

Les limons, abondants et épais à l'Ouest de Rennes, sont faciles à décapper mais n'ont aucune tenue à l'état hydromorphe. Les terrains paléozoïques du synclinal de Liffré sont constitués d'alternances de niveaux gréseux durs et de formations schisteuses tendres et instables : en conditions hydromorphes et sur des fortes pentes, les glissements sont fréquents.

La feuille Rennes n'implique pas complètement le bassin cénozoïque de Rennes – Chartres-de-Bretagne : les argiles de l'Éocène et les faluns miocènes sont recouverts soit par des sables jaunes pliocènes, soit par des alluvions. Les sables pliocènes sont parfois très argileux ($\geq 20\%$ de fines) et pouvant se comporter comme les altérites ou les limons.

Les alluvions anciennes sont très hétérogènes mais peu épaisses dans la région ; leur nature argilo-sableuse à galets leur confère des caractéristiques très hétérogènes de portance et de tenue.

Mêmes remarques pour les alluvions récentes des fonds de vallées avec, de plus, la proximité, près de la surface, de la nappe phréatique et leur situation en zone inondable.

Les alluvions Fy et Fz matérialisent les zones inondables des rivières ; ces zones remontent loin en amont, jusqu'à ce que les alluvions soient relayées par des colluvions de fond de vallée. En dehors des vallées alluviales,

les zones basses à altérites sans exutoires naturels, peuvent constituer des zones inondables lors de fortes pluies.

Les zones de remblais de toutes époques, dans la mesure où leur présence est connue, doivent faire l'objet de précautions particulières tant du point de vue géotechnique que du point de vue environnemental. Les remblais historiques du « vieux » Rennes peuvent atteindre 7 m d'épaisseur : de nombreux vides parsèment ces remblais (caves, puits, silos,...) et doivent être détectés par des moyens géophysiques en préalable à toute opération d'urbanisme.

RESSOURCES EN EAU

Les différents types d'aquifères

Sur la feuille Rennes, l'eau souterraine peut être présente dans trois types d'aquifères : les alluvions récentes des vallées de l'Ille et de la Vilaine, les formations tertiaires, les formations anté-secondaires du socle.

Les alluvions récentes des vallées de l'Ille et de la Vilaine

Sur l'Ille, les alluvions ne constituent que des placages de faible dimension et épaisseur et ne sont exploitées ni pour l'eau, ni pour les granulats.

En amont de Rennes, les alluvions de la Vilaine sont également peu développées. Ce n'est qu'au Sud de la ville que les alluvions ont connu une large expansion en superficie sur des épaisseurs un peu plus importantes (3 à 5 m). Cependant, leur valorisation s'est faite essentiellement vers le granulat, et les réserves sont actuellement pratiquement épuisées. Seul un petit secteur a été préservé pour l'eau autour du lieu-dit « Lillion » (commune de Rennes) où trois captages exploitent l'eau des alluvions, des formations tertiaires sous-jacentes et de la Vilaine par drainance.

Les formations tertiaires

Elles sont peu étendues en surface mais peuvent avoir des possibilités aquifères très importantes pour la région. Elles se présentent :

- soit en placages pliocènes, peu épais, dispersés géographiquement sur la feuille et non exploités pour l'eau souterraine ;
- soit en bassins bien individualisés au nombre de deux sur la feuille :
 - le bassin miocène de Saint-Grégoire, compartimenté en trois cuvettes à remplissage de faluns sur des épaisseurs variables : de 10 à 26 m. Ces faluns contiennent de l'eau exploitée pour l'eau potable au débit de 300 000 m³/an. Une partie de ce volume provient, par drainance, de l'encaissant constitué de schistes briovériens. Les différents essais réalisés

dans l'aquifère des faluns montrent qu'il a une forte perméabilité mais que la transmissivité n'est pas constante d'un secteur à l'autre ; elle reste de l'ordre de grandeur voisine de $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Le coefficient d'emmagasinement est faible dans la zone actuellement concernée par le pompage, inférieure à 1 % (Brunel et Depagne, 1973) ;

- l'appendice nord du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne où sont implantés les captages de Lillion qui alimentent en eau potable le syndicat de Mordelles. Ceux-ci (3 puits) traversent un horizon de graviers alluviaux, de 4 à 5 m d'épaisseur, puis le bassin pliocène sableux sur 20 à 25 m, et fournissent $1\,200\,000 \text{ m}^3$ d'eau par an, dont 70 % proviennent indirectement de la Vilaine. La transmissivité des sables varie du simple au double selon les secteurs : de $2,8 \cdot 10^{-4}$ à $8,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et la perméabilité de $1,5 \cdot 10^{-5}$ à $3,2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$. Les graviers alluviaux sont beaucoup plus hétérogènes avec des transmissivités comprises entre $1,4 \cdot 10^{-5}$ et $2,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et des perméabilités entre $1 \cdot 10^{-5}$ et $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ (Brunel et Talbo, 1979).

Les formations anté-secondaires du socle

Elles couvrent la quasi-totalité du domaine de la feuille et sont constituées de terrains sédimentaires paléozoïques (de l'Ordovicien au Silurien) et protérozoïques (Briovérien). Les dispositifs de captages, s'adressant à ces formations, sont traditionnellement constitués par des puits de quelques mètres de profondeur, coiffant des émergences de source. Depuis l'apparition, il y a quelques années, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé (« marteau fond-de-trou »), les forages réalisés dans le socle se multiplient, surtout chez les particuliers, agriculteurs et industriels ; les résultats qu'ils obtiennent sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais sont suffisants pour répondre aux besoins.

• **Caractère aquifère des formations anté-secondaires.** Dans ces roches dures, à très faible 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 doit pas être le siège de développements intenses d'altérites argileuses colmatant les 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 alimentant le forage ; de ces faits, la connaissance des seuls débits instantanés obtenus au « marteau fond-de-trou » lors de la foration (méthode appliquée dans la majorité des cas) ne suffit pas ; des pompages d'essai de longue durée (de préférence, d'au moins un mois) sont nécessaires.

Le réservoir type des aquifères armoricains de socle a toujours une extension limitée, autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 15 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains,...

Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

L'eau de pluie, qui s'infiltré, participe tout d'abord à la recharge de la réserve utile en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol selon une vitesse de 1,75 à 2,5 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage,...).

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, reste long (de l'ordre de 10 à 30 ans), selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltré et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de « valeurs moyennes » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol, tout près de l'exutoire, peut s'y retrouver relativement vite.

Cette lenteur des transits de l'eau, au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Les dispositifs de captages

Les puits

Traditionnellement, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération des formations du socle et sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur :

– soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;

– soit coiffant des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont de l'ordre de 100 à 600 m³.

Sur la feuille Rennes, deux captages de ce type restent en exploitation pour l'adduction d'eau potable (tabl. 3).

Commune	Lieu-dit	Type d'ouvrage	Prof. (m)	Diamètre (m)	Géologie	Débit/an (m ³)	Teneur en nitrates (mg/l)
Betton	Vau-Rezé	Puits	8	3	Schistes briovériens + colluvions	120 000	38 (1997)
Liffré	Ruan ou Bas champ	Puits + drains	6,6 (25 ml)	4	Schistes briovériens	42 000 à 100 000	65 (1997)

Tabl. 3 – Puits de la feuille Rennes

Ce type d'ouvrage est très sensible :

– aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée) ;

– et à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides, ce qui est fortement marqué pour tous les captages exploités.

Les forages

On a recensé 124 forages sur le territoire de la feuille Rennes (tabl. 4) pour lesquels on possède les renseignements suivants : géologie, profondeur et débit en fin de foration. La profondeur moyenne des forages est de 63,5 m (valeurs extrêmes : 18 et 113 m) et la moyenne des débits instantanés est de 6,1 m³/h (valeurs extrêmes : 0,1 et 30 m³/h).

La majorité de ces ouvrages sont réalisés dans la formation la plus représentée sur la feuille : les schistes et grès briovériens (108 forages). Les résultats sont, de ce fait, très proches des moyennes observées sur l'ensemble des forages.

Les moyennes des débits et profondeurs obtenues sur les autres formations géologiques sont à prendre, uniquement, à titre indicatif car le nombre de forages pris en compte est trop faible pour que les résultats soient significatifs. Les schistes et grès primaires (hors Grès armoricains) semblent très peu productifs.

Géologie	Effectif	Moyenne des débits (m ³ /h)	Moyenne des profondeurs (m)
Schistes et grès briovériens	114	6,2	62,6
Schistes et grès primaires	4	0,75	69,7
Grès armoricains et quartzites	4	4	74,7
Granite	2	11	73
Total feuille	124	6,1	63,5

Tabl. 4 - Forages de la feuille Rennes

Qualité chimique de l'eau souterraine du socle

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité et le demeure à l'exploitation – sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précautions, de même que les puits, en général, peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les « règles de l'art » puisse être imposé à toute réalisation de forage.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 µS/cm et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrométrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Par ailleurs, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut rendre un traitement indispensable.

Dénitrification naturelle en sous-sol

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions biochimiques liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine, elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle qu'en soit la longueur, la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau épuisée, si elle est riche en fer, ne contient alors pas de nitrates. Ces derniers sont néfastes pour la santé, alors que le fer ne l'est pas ; celui-ci entraîne des problèmes de précipités dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

La dénitrification naturelle des eaux souterraines est une découverte de ces dernières années : elle est relativement fréquente et peut être présente dans la plupart des formations géologiques, mais de façon plus intense dans certaines (cornéennes, micaschistes) que d'autres (granites en général).

SUBSTANCES UTILES

Sables et graviers

Du confluent de la Vilaine avec la Flume au moulin de Champcors, les réserves en sables et graviers alluvionnaires de la vallée de la Vilaine sont pratiquement épuisées. À Champcors, des alluvions sablo-graveleuses rubéfiées sont exploitées sur 5 à 6 m hors d'eau pour une découverte limoneuse de 1,5 m en moyenne ; localement des chenaux limoneux augmentent cette découverte jusqu'à atteindre 3 m d'épaisseur (Clément, 1973).

Les alluvions Fz de la partie aval de la Flume sont essentiellement argilo-tourbeuses ; en amont, certaines zones élargies de la vallée peuvent receler des graviers à matrice argileuse sur une épaisseur de 1,70 m sous 2,0 m de limon.

Les ressources en alluvions récentes de la vallée de l'Ille n'ont pas été évaluées, cependant les méandres situés entre Betton et Saint-Grégoire pourraient contenir certaines réserves.

En amont de Rennes, de Cesson-Sévigné à Acigné, les ressources en sables et graviers existent, mais les reconnaissances effectuées ont montré l'extrême variabilité des gisements, tant en quantité qu'en qualité ; seules, les zones économiquement valables ont été exploitées.

Entre Servon et Acigné, les alluvions Fz sont limoneuses, à débris de schistes, et ne contiennent pas de graviers.

Les systèmes de terrasses moyennes et hautes, nouvellement cartographiées, ont, pour la plupart, des épaisseurs très faibles, à l'exception des terrasses situées autour de Saint-Jacques-de-la-Lande qui contiennent entre 3 et 4 m de sables et graviers très argileux sous un recouvrement argilo-limoneux de 0,80 à 1,0 m.

Sables

Des sables (pliocènes ?), vraisemblablement en petites poches, ont été exploités au Moyen-Âge au Thabor à Rennes (Gautier, 1970) et à l'Abbaye Saint Georges (Leguay, 1985).

Les sables pliocènes sont intensément exploités à la Freslonnière au Rheu pour la maçonnerie après traitement au débourbeur. Sous une découverte limono-sablo-graveleuse de 4 à 5 m, le gisement a une puissance moyenne d'une vingtaine de mètres. Un autre gisement important de sables pliocènes existe sous les alluvions de la Vilaine entre le moulin d'Apigné et la Piblais ; il est exploité sous eau par dragline sur 20 m de profondeur. Il a la forme d'un chenal orienté N170°E, d'une largeur d'environ 800 m. Citons enfin pour mémoire les sables pliocènes situés sous l'aéroport de Saint-Jacques-de-la-Lande dont le gisement est stérilisé par l'urbanisation.

La topographie du mur de ces gisements est très irrégulière et rend indispensable une prospection préalable par sondages mécaniques et géophysiques.

D'autres gisements de sables pliocènes peuvent exister ; ils sont occultés par un recouvrement de limons ou d'alluvions anciennes.

Faluns

Le gisement de Saint-Grégoire a été exploité pour la viabilité mais aussi pour la fabrication de la chaux : en 1920, un four en ruines était encore visible (Milon et Dangeard, 1920) près des anciennes carrières comblées. Le bassin est constitué de faluns peu coquilliers, légèrement sableux et graveleux à la base dont l'épaisseur varie de 5 à 25 m ; la découverte limoneuse a une épaisseur assez constante de 2,5 m. Seuls, les cinq mètres supérieurs du gisement sont dénoyés.

L'extension des faluns du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne, sous l'usine Citroën de La Janais, ne semble pas avoir été exploitée ; cependant des anciennes carrières ont pu être rebouchées et des puits d'extraction comblés. Dans ce secteur, les faluns miocènes peuvent atteindre 20 m de puissance ; ce sont des calcaires très meubles et sableux, plus ou moins grossiers et coquilliers.

Limons

Au Nord et à l'Ouest de Rennes, d'importants dépôts de limons éoliens recouvrent les formations géologiques sous-jacentes sur des épaisseurs parfois importantes (2 m environ dans la région de Pacé). Ces limons servaient autrefois à la construction des murs de maisons en mélange avec de l'eau, de la paille et des fragments de schiste (bauge ou pisé), ce mélange reposant sur un soubassement en pierre provenant de Saint-Germain-sur-Ille. La restauration de ces maisons perpétue l'utilisation de ce matériau local, mais certains projets récents de maisons, voire d'immeubles en terre, pourraient trouver, dans la région de Rennes, une source d'approvisionnement.

Argiles

Divers types d'argiles ont été exploités autrefois dans les alentours de Rennes. Les argiles alluvionnaires de la Vilaine, dans la zone de confluence avec l'Ille et la Flume ont été extraites au nouvel arsenal (1921, au Plessis en Le Rheu et au moulin d'Apigné). Ces argiles à illite-kaolinite servaient à la fabrication des briques.

Le lieu-dit « la Poterie », à Rennes, correspond, sans doute, à une utilisation du Briovérien altéré ; le toponyme « la Poterie » en Liffré est situé sur les schistes altérés de la Formation du Val.

Une argile (éocène ?) a été anciennement extraite aux Landes d'Apigné en bordure sud de la RN 24. Cette argile est une kaolinite à médiocres capacités céramiques ; cependant des essais ont montré qu'elle possède des propriétés réfractaires.

Des faïenceries fonctionnaient à Rennes, rue d'Antrain et Faubourg de la Guerche aux 17^e et 19^e siècles : les informations manquent sur la matière première qu'elles utilisaient (Veillard, 1981).

Des fours de tuiliers et de potiers gallo-romains ont été découverts, en particulier rue Saint Louis où des fosses d'extraction d'argile sont mentionnées à côtés des fours ; sans doute s'agit-il d'une argile d'altération du Briovérien. Les fours, découverts rue de Dinan et au Castel-Saint-Martin, utilisaient vraisemblablement les argiles alluviales de l'Ille.

Les argiles palustres inférieures du bassin de Rennes – Chartres-de-Bretagne sont des argiles kaoliniques qui, autrefois, étaient utilisées par les potiers de Chartres ; elles n'ont jamais été exploitées industriellement.

La tuilerie de Quincé (ou de la Robiquette), située dans la zone industrielle de Saint-Grégoire, exploitait sur place une argile d'altération des schistes briovériens utilisée en mélange avec l'argile éocène de la Claie en Pacé. Les altérites du Briovérien sont essentiellement des kaolinites avec un peu de mica et de quartz. Elles ont été exploitées à Villejean.

Grauwackes

Les faciès bCw du Briovérien ont été utilisés localement pour la construction. Quelques rares petites carrières parsèment la campagne, surtout dans la partie sud-est de la carte. Dans la ville de Rennes, les « schistes verts » ont été exploités à la Maison Centrale, à Beaumont (Champ de Mars) conjointement avec du sable, au contour de la Motte, place des Lices et rue de Brest (Babin, 1960).

Quartzites

Seules, les quartzarénites du Caradoc sont exploitées activement dans la carrière de Chevré en La Bouëxière dans le synclinal paléozoïque de Liffré. Elles sont utilisées en viabilité et comme granulats à béton. Les quartzites du flanc sud du synclinal sont jalonnés par de nombreuses petites carrières abandonnées. Le fort redressement des couches ne permet pas une exploitation extensive de ces matériaux.

Granites, microtonalites

La granodiorite des buttes de Coesmes fut exploitée pour le pavage de la ville de Rennes et l'entretien des routes de Fougères et Vitré au-delà de 1836 (Babin, 1960) ; les carrières sont actuellement en eau ou comblées. Quelques filons de microtonalite ont été utilisés autrefois pour l'entretien des routes.

Conglomérats

Un conglomérat silicifié et ferruginisé (silcrète d'âge cénozoïque) a été exploité du Moyen-Âge vers le milieu du 19^e siècle, au Champ de la Touche à Rennes, sous l'appellation de « caillou de Rennes » (Babin, 1960) ; il servit au pavage, entre autres, de la rue d'Échange et à la confection de bibelots décoratifs. Le gisement s'étendait de la caserne Mac Mahon au square de la Touche (Pavot, 1900).

D'autres gisements existaient à Villejean-Malifeu et dans le ruisseau du Blosne.

GÎTES MINÉRAUX

Les occurrences métallifères sont rares et anecdotiques sur la feuille Rennes.

De la stibine est signalée à Liffré, au lieu-dit « le Petit Rocher » où des recherches ont été faites au début du siècle. Il s'agirait d'un mince filonnet à placage de stibine Sb_2S_3 et stibiconite $Sb_3O_6(OH)$ recoupant les grès de la Formation du Val (Kerforne, 1920).

À Rennes-Cesson, dans une ancienne carrière située dans la ZAC de Couesmes, en face de l'IUT, F. Kerforne (1903) signalait l'existence de filonnets de quartz carié aurifère à mispickel (arsénoopyrite : $FeAsS$), limonite, scorodite ($Fe [AsO_4] \cdot 2H_2O$), pharmacosidérite ($KFe_4 [AsO_4]_3 [OH]_4 6H_2O$) et pyrite. Ces filonnets recoupaient un granite arénisé ainsi que les schistes briovériens. Dans les années 50, des excavations antiques étaient encore observables (Pillard et *al.*, 1985).

Des indices de mispickel et or sont signalés à Melesse (les Milleries) et à La Mézière (la Volerie) sans doute en relation avec des filons de quartz.

Dans le conglomérat de base des faluns miocènes de Saint-Grégoire, F. Kerforne trouvait en 1914 un galet de quartz à érubescite (bornite), chalcopyrite et malachite. Cette minéralisation ne peut provenir que des gisements situés dans la région de Saint-Aubin d'Aubigné à une dizaine de kilomètres au Nord de Saint-Grégoire.

De la galène était signalée en 1921 à Cesson et à Rennes sous le Thabor actuel (Kerforne, 1921), vraisemblablement en relation avec le champ filonien des buttes de Couesmes.

Du minerai de fer a été exploité en minière à Beaugé en Liffré. F. Kerforne (1921) signale du minerai au bois de Vaux en Cesson-Sévigné : ce gisement n'a pas été retrouvé. De nombreux toponymes liés à la métallurgie du fer (Forgette, Haute Forge, la Haye Ferrière, etc.) sont répartis sur l'ensemble de la carte Rennes : à l'exception du secteur de Liffré, où du minerai latéritique était exploité, les autres forges étaient situées à proximité de voies de communication et dans des zones où le bois et l'eau étaient abondants.

La carte des prospections alluvionnaires (BRGM, inédit) ne fait pas apparaître de concentrations minérales notables ; l'or et la cassitérite sont ubiquistes sur toute la carte. L'or est un peu plus présent dans le quart nord-ouest entre La Mézière, Melesse et Pacé.

Le passage de la faille de Pont-Péan se signale par la présence de blende, galène et cinabre.

Le secteur compris entre la sortie nord-est de Rennes et Thorigné est marqué par la présence de blende, galène, cinabre et scheelite, cette dernière étant associée aux filons basiques du champ filonien de Cesson-Thorigné.

On note, enfin, deux axes est-ouest à cinabre, l'un de Servon-sur-Vilaine à Montgermont, l'autre de Liffré à La Mézière.

Lors des levés, nous avons constaté la fréquence des filons de quartz filonien noir ou gris, en particulier dans la forêt de Rennes.

Tous ces indices minéraux sont d'origine hydrothermale et sont liés soit à des champs de fractures (Pont-Péan), soit à des champs filoniens acides et basiques (Thorigné).

À titre indicatif, signalons les toponymes Laurière en Noyal-sur-Seiche, Lauriers en l'Hermitage, la Loriais à Rennes, les Champs Lauriers en Saint-

Sulpice-la-Forêt et Champ Laurier en Liffré, qui ont peut-être une relation avec des gîtes aurifères antiques ; trois de ces toponymes sont à proximité d'une structure en terre médiévale ou d'une abbaye.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

La préhistoire a laissé peu de traces dans le pays de Rennes :

- un biface sur éclat moustérien près de la Croix Noblet en Cesson (Le Roux, 1977) ;
- un biface acheuléen en quartz blanc filonien trouvé à la Chalotais en Cesson, dans le sommet de la terrasse moyenne, semble-t-il, dans un limon caillouteux surmontant un sol d'altération (Monnier, 1980) ;
- également sur une moyenne terrasse, un biface en quartzite recristallisé à grain fin, patiné et éolisé, trouvé à la Pitardière en Saint-Jacques-de-la-Lande, au niveau de la piste E-W de l'aéroport (Giot, 1970) ;
- lors des levés de la carte géologique, nous avons recueilli en surface de terrasses moyennes, de part et d'autre de la Flume, un grattoir retouché en silex jaune pâle à la Noé Biche en Mordelles et un fragment poli et cassé de pointe de javeline en grès paléozoïque au haut Breil en Pacé.

Le mégalithisme est peu présent aux abords de Rennes : deux menhirs sont indiqués sur la carte de L. Collin (1943-1945) à l'Ouest de La Bouëxière, sans autres précisions ; une petite enceinte circulaire (authentique ?), constituée de blocs de quartz filonien, est visible en forêt de Rennes au carrefour de la Grande Lune.

La carte Rennes comprend un secteur entièrement situé dans la cité des Riedones qui a donné son nom à la ville de Rennes (ou Condate pendant l'occupation romaine).

La période protohistorique est également pauvre en vestiges : quelques traces d'habitats dispersés ont été repérées par les archéologues ; trois tumuli sont recensés à Lancé en Chantepie, dans la vallée de la Flume, sur la commune de Mordelles face au Haut Breil et aux Prés Hauts en Acigné, en bordure de la Vilaine.

De nombreuses voies romaines, utilisant souvent d'anciens parcours gaulois, convergent sur Rennes ; la plus caractéristique est la voie de Rennes à Avranches qui longe et sert de limite ouest à la forêt de Rennes. L'habitat gallo-romain est extrêmement dense (dans les secteurs qui ont été prospectés) ; on

compte environ un site au kilomètre carré, en particulier au Nord-Ouest de Rennes, dans une région à couverture limoneuse fertile.

Des traces d'exploitation du sous-sol à l'époque gallo-romaine sont attestées à Saint-Grégoire ou des objets ont été trouvés dans des vestiges de galeries creusées dans les faluns (Leroux et Provost, 1990), sans doute pour la confection de la chaux et des mortiers.

Des ateliers de production de terre cuite sont connus à Rennes (rue Saint-Louis, rue de Dinan et au Castel-Saint-Martin) ; ils produisaient des tuiles et briques mais également de la poterie commune et fumigée.

La multiplicité des mottes et enceintes en terre du Moyen-Âge, dans la région, témoigne de l'insécurité des temps et de l'emprise des seigneurs locaux ; leur présence est parfois liée à l'exploitation du sous-sol, près d'une « aurière » ou d'une forge (mottes de Chevré près des forges de Sérigné, motte de Tatoux près des lieux-dits Forges de Servon, enceinte de Méjusseume près de Lauriers au Rheu).

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires sur la région dans le guide géologique régional : Bretagne (Durand et Lardeux, 1985). L'itinéraire 11 ne décrit que deux groupes de carrières situées sur la carte Rennes qui, à terme, seront soit remblayées, soit réaménagées en plans d'eau.

CARTES CONSULTÉES

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Rennes* (75) - 1^{ère} édition par C. Barrois, P. Lebesconte (1984) ; 2^e édition (1941), identique à la 1^{ère} édition ; 3^e édition (1966), réimpression et modifications de S. Durand.

Feuille *Laval* (76) - 1^{ère} édition par D.-P. Oehlert, A. Bigot, H. Matte (1905) ; 2^e édition (1960) par L. Berthois, G. Lucas, A. Renaud, Y. Milon, A. Philippot.

Cartes géologiques anciennes

Carte géologique du département d'Ille-et-Vilaine à 1/160 000 (1866) par Durocher, Lorieux, Massieu.

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

Feuille *Nantes* (1979) - coordination J. Méloux.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Janzé* (353) - Orléans : BRGM (1994), par F. Trautmann.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTH J.G. (1979) – Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In*: F. Barker Ed., trondhjemites, dacites and related rocks, Developments in Petrology, 6, p. 123-132. Elsevier, Amsterdam.
- BABIN Y. (1960) – Contribution à l'étude des matériaux de construction employés à Rennes au cours des âges. Rennes, D.E.S., 73 p.
- BABIN C. (1966) – Mollusques, Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain. Étude systématique. Essai sur la phylogénie des Bivalves. Esquisse paléocéologique. Impr. Comm. Adm., 471 p. 18 pl., Brest.
- BALLARD J.-F., BRUN J.-P., DURAND J. (1986) – La discordance Briovérienne – Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, n° 303, p. 1327-1332.
- BARKER F. (1979) – Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. *In*: F. Barker Ed., Trondhjemites, dacites and related rocks. Developments in Petrology, Amsterdam.
- BARROIS C. (1895) – Le bassin du Ménez-Belair (Côtes-du-Nord et Ille-et-Vilaine). *Ann. Soc. géol. Nord*, 22, p. 181-350.
- BÉZIER T. (1900) – Notes géologiques. *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, 9, (2), p. 1-6.
- BÉZIER T., LEBESCONTE P. (1900) – Observations sur le terrain silurien dans le Synclinal de Gosné (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, 9, 4.
- BONJOUR J.-L. (1988) – Sédimentation paléozoïque initiale dans le domaine centre-armoricain (Massif armoricain). Thèse Doct., Rennes, 257 p.
- BONNET S. (1998) – Tectonique et dynamique du relief. Le socle armoricain au Pléistocène. Mémoire n° 86, Géosciences Rennes, 352 p.
- BRIQUEU L., BOUGAULT H., JORON J.-L. (1984) – Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, p. 297-308.
- BROSSÉ R., GUÉRANGÉ B., GUÉRANGÉ-LOZES J., HERROUIN Y., HOULGATTE E., MOGUEDET G., PELHÂTE A. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Château-Gontier (391). Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par R. Brossé *et al.*, (1988).
- BRUNARD M., DANGEARD L. (1928) - Sur l'extension des argiles noires du bassin tertiaire de Rennes. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, vol. 9, p. 41-43.

- BRUNEL L. (1971) – Étude hydrogéologique du bassin de Bruz – Chartres (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM n° 71 SGN 003 BPL.
- BRUNEL L., DEPAGNE J. (1973) – Étude hydrogéologique du bassin tertiaire de Saint-Grégoire (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM n° 73 SGN 213 BPL.
- BRUNEL L., TALBO H. (1979) – Étude hydrogéologique du site des captages de Lillion (Rennes, 35). Rapport BRGM n° 79 SGN 102 BRE.
- CAVELIER C. (1989) – Le Bassin parisien au Néogène. Progrès récents. 114^e Congr. Nat. Soc. Sav., Paris, Géol. Bassin parisien, p. 41-54.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1983) – Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques. *Documents du BRGM*, n° 67.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., COGNÉ J. (1988) – Signification du Briovérien et de son soubassement en Bretagne centrale. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, série II, p. 765-770.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. (1983) – Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées : mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, série II, p. 657-660.
- CLÉMENT J.-P. (1973) – Sables et graviers des environs de Rennes (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM n° 73 SGN 176 BPL.
- COGNÉ J. (1962) – Le Briovérien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IV, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) – Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, n° 236, p. 93-218 et coll. intern. CNRS, Paris, n° 92.
- COLLIN L. (1943-1945) – Carte des monuments mégalithiques de l'Ille-et-Vilaine. Bulletin archéologique, pl. XVIII, p. 485.
- DABARD M.-P., PARIS F. (1986) – Palaeontological and geochemical characteristics of Silurian black shale formations from the central Brittany Domain of the Armorican Massif (northwestern France). *Chemical Geology*, 55, p. 17-29.
- DABARD M.-P. (1996) – Les formations à cherts carbonés (phanites) de la Chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique. Thèse Géosciences Rennes I.
- DAVY L. (1913) – Étude des scories de forges anciennes éparses sur le sol de l'Anjou, de la Bretagne et de la Mayenne, pour servir à l'histoire de la métallurgie. *Bull. Soc. Indust. Minér.*, p. 397-579.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.

- DOLLFUS G.-F. (1901) – Les derniers mouvements du sol dans les bassins de la Seine et de la Loire. *Compte rendu 8^e Congrès géologique international 1900*, Paris, 1^{er} fascicule, p. 557-560.
- DURAND S. (1960) – Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. Bretagne*, vol. 12, p. 1-389.
- DURAND S. (1980) – Redonien. *In* : Cavellier C., Roger J. Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. BRGM*, n° 109, 295 p.
- ESTÉOULE J. (1964) – Étude de sols argileux formés sur les alluvions récentes de la Vilaine. Description de la coupe et nature minéralogique du profil. *Science du sol. Suppl. Bull. Ass. fr., Ét. Sol*, p. 169-177.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 14, Rennes, 319 p.
- ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., PERRET P. (1972) – Étude des formations superficielles du Massif armoricain : caractères distinctifs et passage des altérites et des dépôts tertiaires aux formations quaternaires. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, IV, 2, p. 97-106.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) – Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, (2), n° 4, p. 345-352.
- FORTEY R.A., HARPER D.A.T., INGHAM J.K., OWENS A.W., RUSHTON A.W.A. (1995) – A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geol. Mag.* 132, (1), p. 1-16.
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) – Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? *Nature, G.B.*, 288, p. 574-576.
- GAUTIER M. (1970) – Les niveaux d'alluvions anciennes de la moyenne et basse Vilaine. *C.R. CNRS*, t. III, p. 239.
- GIOT P.-R. (1970) – Le district de Rennes à l'âge de la pierre ancienne. *Annales de Bretagne*, t. 17, p. 7-9.
- GODEFROY P. (1980) – Apport des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France : un exemple de distribution des contraintes en domaine intraplaque. *Rapport BRGM n° 80 SGN 032 GEG*.
- GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) – Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 351, série II, p. 1741-1746.
- HENRY J.-L. (1980) – Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol., minéral. Bretagne*, 22, 250 p.
- HOULGATTE E., LE HÉRISSE A., PELHÂTE A., ROLET J. (1988) – Évolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, n° 1, p. 27-46.

- JIGOREL A. (1978) – Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine. Considérations géotechniques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 153 p.
- KERFORNE F. (1903) – Gisements de mispickel aux buttes de Couasme près Rennes. *Bull. Soc. Scient. et méd. de l'Ouest*, t. 12, p. 200-201.
- KERFORNE F. (1914) – Sur un échantillon de minerai de cuivre trouvé à Saint-Grégoire (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, t. 3, p. 92-93.
- KERFORNE F. (1920) – L'antimoine dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol., minéral. Bretagne*, t. I, fasc. 2, p. 82-91.
- KERFORNE F. (1921) – Notice géologique sur le département d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. géol., minéral. Bretagne*, vol. 2, p. 16-64.
- LAURIAT-RAGE A., VERGNAUD-GRAZZINI C. (1977) – Signification climatique des bivalves du Pliocène de l'Ouest de la France (Redonien) d'après leur étude biogéographique et isotopique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 284, série D, p. 2475-2478.
- LEBESCONTE P. (1896) – Terrains récents des environs de Rennes. *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, vol. 5, n° 4, p. 267-269.
- LEBESCONTE P., BÉZIER T. (1897) – Description stratigraphique des terrains quaternaires et des alluvions modernes de la vallée de la Vilaine dans la partie est de la ville de Rennes. *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, t. VI, p. 221-235.
- LEBESCONTE P. (1892-1893) – Étude géologique sur l'Ouest de la France. *Bull. Soc. sci. et méd. de l'Ouest*, t. II.
- LE CORRE C. (1977) – Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, Fr., I, n° 3, p. 219-254.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLEVRE M., ROBARDET M. (1991) – Le Massif armoricain « The Armorican massif ». *Bull., Sci. géol.*, 31 A 103, n° 1-4.
- LEGUAY J.P. (1985) – L'approvisionnement des chantiers bretons en matériaux de construction aux 14 et 15^e siècles. Pierre et métal, Paris.
- LE ROUX C.-T. (1977) – Informations archéologiques, circonscription de Bretagne. *Gallia Préhistoire*, t. 20, 2, p. 407.
- LEROUX G., PROVOST A. (1990) – Carte archéologique de la Gaule : l'Ille-et-Vilaine. Académie des inscriptions et Belles Lettres, Paris.
- MARGEREL J.-P. (1968) – Les foraminifères du Redonien : systématique répartition stratigraphique-paléoécologie, thèse Nantes, 206 p.
- MILON Y., DANGEARD L. (1920) – Excursion de Saint-Grégoire (près Rennes). Étude des faluns tertiaires. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 1, n° 3, p. 145-206.

- MONNIER J.-L. (1980) – Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Trav. labo. Anthropo-Préhist.-protoh. et Quat. armoricains, Rennes.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F., MAUPIN C., ESTÉOULE-CHOUX J., SITTLER C. (1993) – Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie et palynofaciès du Rupélien du bassin de Rennes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, p. 223-250.
- PAQUIN C., FROIDEVAUX C., SOURIAU M. (1978) – Mesures directes de contraintes tectoniques en France septentrionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, n° 5, p. 727-731.
- PARIS F. (1971) – Étude géologique de la terminaison orientale du Ménez-Bélaïr (synclinorium médian armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 141 p.
- PARIS F. (1972) – L'Ordovicien du Synclinorium du Ménez-Bélaïr (Synclinorium médian armoricain). Ses caractères et sa place dans la paléogéographie centre-armoricaine. *Ann. Soc. géol. Nord*, 91, 4, p. 241-251.
- PARIS F. (1977) – Les formations siluriennes du synclinorium du Ménez-Bélaïr ; comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 1, 2, p. 75-87.
- PARIS F. (1981) – Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (cadre géologique, étude systématique, biostratigraphie). *Mém. Soc. géol., minéral. Bretagne*, 26, 496 p.
- PARIS F. (1990) – The Ordovician chitinozoan biozones of the northern Gondwana Domain. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 66, p. 181-209.
- PARIS F., JEGOUZO P. (1976) – La bordure mancennia, synclinorium médian armoricain : une limite tectonique majeure de l'édifice armoricain. 4^e réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 317.
- PARIS F., RICKARDS B., SKEVINGTON D. (1980) – Les assemblages de graptolites du Llandovery dans le synclinorium du Ménez-Bélaïr (Massif armoricain). *Geobios*, 13, 2, p. 153-171.
- PARIS F. et al. (1981) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fougères (283). Orléans : BRGM, 38 p. Carte géologique par J. Estéoule-Choux et al. (1981).
- PARIS F., MORZADÉC P., LE HÉRISSE A., PELHATE A. (1986) – Late Devonian-Early Carboniferous events in the Armorican Massif (Western France) : a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 109, p. 187-195.
- PARIS F., DADET P. (1988) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Combourg (282). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par P. Dadet et al. (1987).

- PARIS F., ROBARDET M. (1990) – Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177, p. 192-213.
- PARIS F., BABIN C., CHAUVEL J.-J., DABARD M.-P., et al. (1999) – Ordovician sedimentary rocks of France. *Acta Universitatis Carolinae* (sous presse).
- PAVOT (1900) – Remarques sur le caillou de Rennes. *Bull. Soc. fr. minéral. cristall.*, vol. 23, p. 150-171.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN Z. (1979) – Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. BRGM*, I, 4, p. 349-356.
- PHILIPPOT A. (1950) – Les graptolites du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 8, 295 p.
- PHILIPPOT A. (1951) – Sur la tectonique du synclinorium médian au Nord de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouv. sér., 1, p. 18-20.
- PILLARD F., CHAURIS L., LAFORET C. (1985) – Inventaire minéralogique de la France. N° 13 : Ille-et-Vilaine (35). Orléans : BRGM, 147 p.
- REY R. (1972) – La transgression oligocène dans l'Ouest de la France. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest Fr.*, t. 70, p. 5-12.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) – Le Paléozoïque anté-varisque de France : contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, 3, p. 3-31.
- ROLET J. (1982) – La « phase bretonne » en Bretagne : état des connaissances. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 2, p. 63-71.
- THIÉBLEMONT D., TEGYEV M. (1994) – Une discrimination géochimique des roches différenciées, témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, II, p. 87-94.
- THOMAS É. (1999) – Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Thèse d'Université, Rennes 1, 126 p.
- THOMAS É., OUTIN J.-M., CARN A., RIVIÈRE J.-M., BLANCHET S. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montfort-sur-Meu (316). Orléans : BRGM. Carte géologique par J.M. Outin É. Thomas (1999).
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-F., CARN A. (1994) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Janzé (353). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par F. Trautmann (1994).

- TRAUTMANN F., CARN A. (1997) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Guerche-de-Bretagne (354). Orléans : BRGM, 65 p. Carte géologique par F. Trautmann, J.P. Clément.
- TROMELIN G. (de), LEBESCONTE P. (1875) – Note sur les fossiles des grès siluriens de Saint-Germain-sur-Ille, La Bouëxière, Champeaux, etc. (Ille-et-Vilaine). Imprimerie Cotonnec, Quimper, 8 p.
- VANNIER J. (1986a) – *Ostracodes Binodicopa* de l'Ordovicien (Arénig – Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica*, A, 193, p. 77-143.
- VANNIER J. (1986b) – *Ostracodes Palaeocopa* de l'Ordovicien (Arénig – Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica*, A, 193, p. 145-218.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.P., CHAUVEL J.J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMANN F., VAUTHIER S. (1998) – Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 326, p. 333-340.
- VEILLARD J.Y. (1981) – Rennes naguère, 1850-1939. Payot édit.
- VERNIERS J., NESTOR V., PARIS F., DULKA P., SUTHERLAND S., VAN GROUDEL G. (1995) – A global Chitinozoa biozonation for the Silurian. *Geol. Mag.* 132, p. 651-666.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique national, avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, ou au Service géologique régional Bretagne (4bis, rue du Bignon, 35000 Rennes).

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au Service géologique régional Bretagne, ainsi qu'au BRGM, Maison de la Géologie (77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris).

Des collections minéralogiques et paléontologiques concernant la région sont conservées et exposées :

- au Muséum d'histoire naturelle (12, rue Voltaire à Nantes), en particulier, la collection Lebesconte sur le bassin cénozoïque de Rennes – Chartres ;
- à l'Institut de géologie (Campus de Beaulieu à Rennes) ;
- au Musée de Bretagne (20, quai Émile Zola à Rennes), pour l'archéologie et l'histoire.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- F. TRAUTMANN, ingénieur géologue au BRGM ;
- F. PARIS, directeur de recherches au CNRS (Géosciences Rennes 1) ;
- A. CARN, hydrogéologue au BRGM, pour les ressources en eau.

Les auteurs remercient, pour leur collaboration, P. BOS, P. CHÈVREMONT, D. THIÉBLEMONT, C. GUERROT, P. MARTIN, G. FARJANEL, C. BOURDILLON, J.-J. CHAUVEL, B. VAN VLIET-LANOÉ, E. THOMAS, J.-M. OUTIN, P. JEGOUZO.

Présentation au CCGF : 10 décembre 1999.

Acceptation de la carte et de la notice : 28 septembre 2000.

Impression de la carte : 2001.

Impression de la notice : 2001.

ANNEXE

ANNEXE 1 – COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES EXTRAITS DE LA B.S.S.

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations (arrondi au m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)				
317-1-114	293,18	1058,63	+ 66	23,5	+ 64 + 60 + 53 + 46	Limon jaune Sable, graviers, argile Sable rouge argileux Sable, argile, graviers Argile grise	Holocène Alluvions Fx Pliocène Pliocène Briovérien altéré
317-1-116 BRGM	293,65	1058,58	+ 32	14	+ 28 + 24 + 23	Argile, graviers Graviers, sable jaune Sable blanc, graviers Argile gris-bleu	Alluvions Fz Alluvions Fy Pliocène ? Briovérien altéré
317-1-117 BRGM	293,50	1059,10	+ 35	30	+ 23 + 18 + 7 + 6 + 5	Limon, graviers Argiles grises, violettes Argiles grises, brunes Argiles grises Argile brune Argile grise, graviers	Alluvions Fy Éocène sup. à Rupélien
317-1-118 BRGM	293,60	1058,90	+ 32	14	+ 29 + 21	Sable, graviers Argile gris-violet Schiste altéré	Alluvions Fy-z Éocène sup. à Rupélien Briovérien
317-1-119 BRGM	293,97	1059,25	+ 32	20	+ 21	Argile, sable, graviers Argile grise à noire	Alluvions Fz Éocène sup. à Rupélien

ANNEXE 1 – COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES EXTRAITS DE LA B.S.S. (suite)

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations (arrondi au m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)				
317-1-120 BRGM	293,85	1059,07	+ 32	8	+ 27	Graviers, sable ocre argileux Siltites rouges argilisées	Alluvions Fz Briovérien altéré
317-2-3	300,62	1059,55	+ 38	30,5	+ 35 + 13 + 8	Limon sableux Faluns jaunes Faluns gris graveleux Schistes gris	Holocène Miocène Briovérien
317-5-7	295,60	1051,52	+ 22	35,1	+ 18 + 14 + 5 - 10	Argile bleue Graviers, sable Sable jaune fossilifère Sable gris fossilifère Argile grise	Alluvions Fz Alluvions Fy Pliocène Éocène sup. à Rupélien
317-5-14	295,55	1050,62	+ 22	78,8	+ 18 - 4 - 5 - 22	Limon Sable roux Calcaire Argile fossilifère Argiles noires et grises	Holocène Pliocène Éocène sup. à Rupélien

ANNEXE 1 – COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES EXTRAITS DE LA B.S.S. (suite)

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations (arrondi au m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)				
317-5-18	297,87	1052,88	+ 22	15,3	+ 15 + 12 + 10 + 9 + 8	Remblai Argiles jaunes et vertes Sable gris vaseux et argile grise Sable et graviers Graviers et argile Argile bleue à grise et quartz	Alluvions Fy-z Briovérien altéré
317-5-33	295,48	1049,20	+ 22	23	+ 18 + 5 + 4	Graviers Sable roux fossilifère Sable gris fossilifère Argile noire et grise	Alluvions Fy Pliocène Éocène sup. à Rupélien
317-5-77 BRGM	295,95	1048,72	+ 30	20	+ 28 + 20	Sable, graviers Argile à gypse verdâtre Argiles brunes ou grises	Alluvions Fx Éocène sup. à Rupélien
317-5-204 BRGM	295,17	1053,72	+ 25	29	+ 18	Sable argileux, graviers Argile silteuse blanche à grise	Alluvions Fy Briovérien altéré
317-5-205 BRGM	294,10	1053,67	+ 28	8	+ 25	Sable jaune, graviers Argile séricitique grise	Alluvions Fy-z Briovérien altéré

ANNEXE 1 – COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES EXTRAITS DE LA B.S.S. (suite)

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations (arrondi au m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)				
317-5-206 BRGM	295,02	1052,0	+ 27	38	+ 20 + 8 -5	Sable argileux rouge Sable, argile grise fossilifère Argiles brunes, roses et sables blancs Argile blanche à frag- ments de siltite	Pliocène (stratotype) Éocène sup. à Rupélien Briovérien altéré
317-5-207 BRGM	294,40	1051,55	+ 38	29	+ 38 + 35 + 11	Limon à graviers Argile carbonatée grise Argiles à lignite Argile silteuse rose	Holocène Pliocène ? Éocène sup. à Rupélien Briovérien altéré
317-5-208 BRGM	294,52	1051,25	+ 35	20	+ 31	Sable argileux et graviers Argiles à lignite	Alluvions Fx Éocène sup. à Rupélien
317-5-209 BRGM	294,35	1050,75	+ 24	20	+ 23 + 12 + 9 + 7	Limon, argile, graviers Argiles grises ou brunes Sable fin jaune Argiles grises ou brunes Argile pyriteuse rouge	Alluvions Fx colluvionnées Éocène sup. à Rupélien

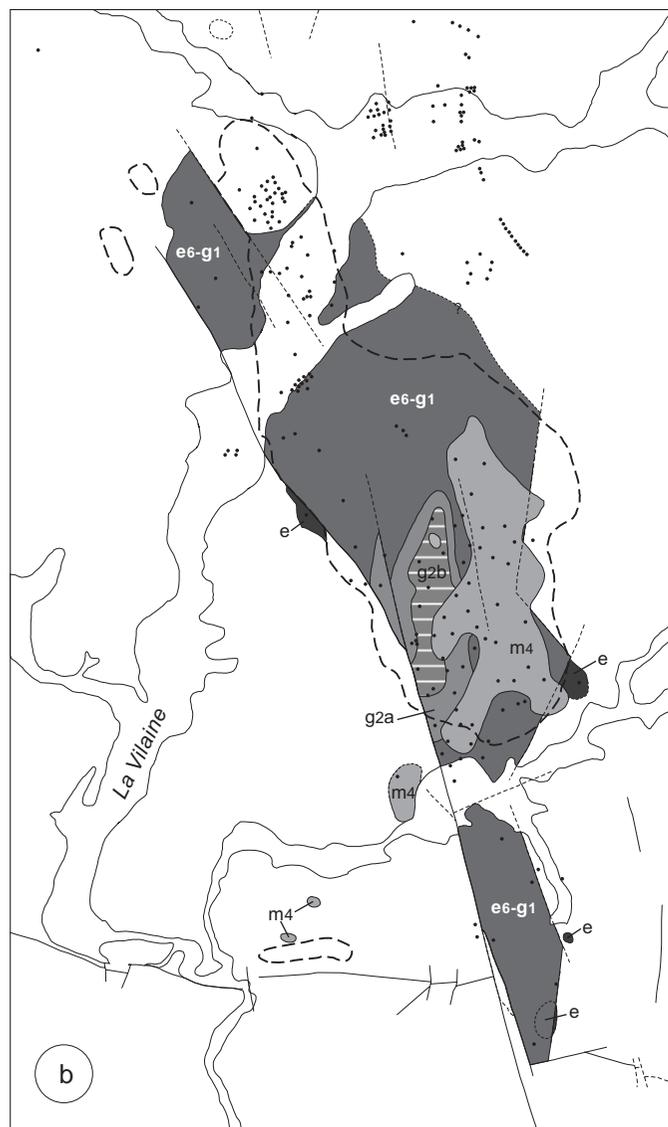
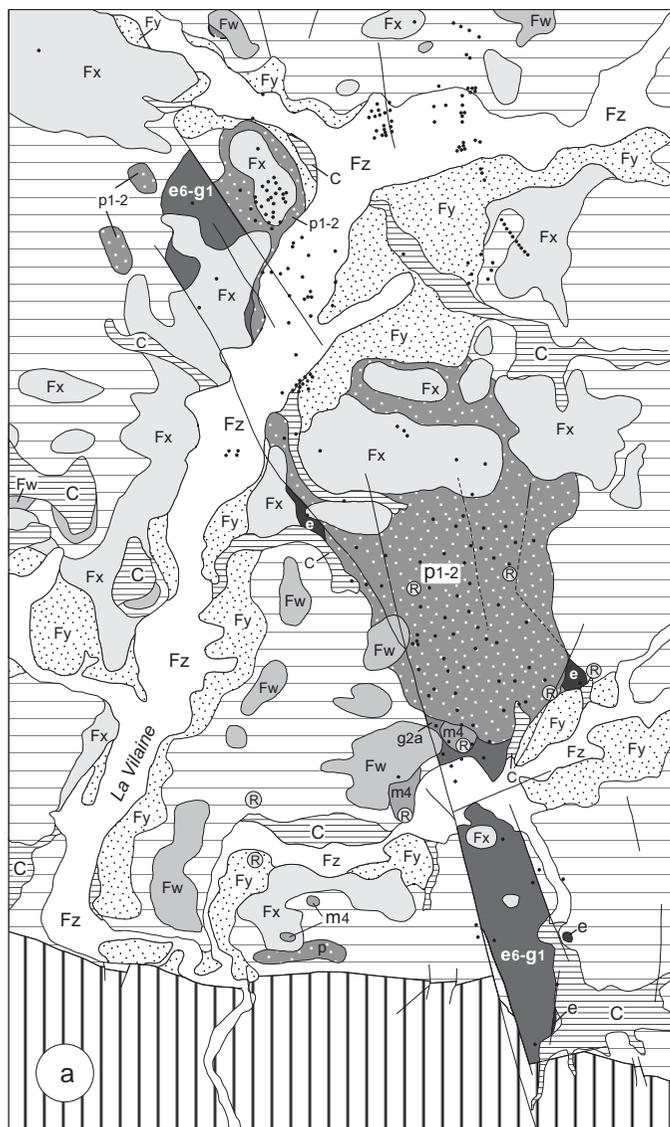
ANNEXE 1 – COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES EXTRAITS DE LA B.S.S. (suite)

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations (arrondi au m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)				
317-5-210 BRGM	294,90	1052,40	+ 20	29	+ 15 + 8 + 2 - 5	Sable argileux jaunâtre Sable carbonaté fossilifère Argiles brunes ou grises à lignite Argile silteuse grise, rose à copeaux d'argile Argile bleue séricitique	Pliocène Éocène sup. à Rupélien Briovérien altéré
317-5-211 BRGM	295,07	1052,97	+ 24	8	+ 22	Sable argileux rouge Argile séricitique grisâtre	Pliocène Briovérien altéré
317-5-212 BRGM	297,23	1051,47	+ 23	14	+ 19	Sable ocre, graviers, argile grise Argile grise à lignite	Alluvions Fy-z Éocène sup. à Rupélien
317-6-78	298,27	1048,42	+ 36	30	+ 35 + 32 + 30 + 15	Argile marron Sable grossier argileux à graviers Argile orange plastique Falun jaune Calcaire coquillier gris	Holocène Alluvions Fx Falun décalcifié Mio-pliocène

ANNEXE 1 – COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES EXTRAITS DE LA B.S.S. (fin)

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations (arrondi au m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)				
317-6-123	301,00	1054,67	+ 27	6	+ 24 + 23 + 21	Sable et graviers Argile brun-noir Argile et graviers Schiste jaune	Remblai Alluvions Fz Briovérien altéré

La grande densité de sondages enregistrés dans la banque du sous-sol du BRGM, en particulier sur la ville de Rennes, nous a conduit à faire un choix. Ne sont donc cités, dans cette rubrique, que les ouvrages nouveaux exécutés par le BRGM dans le cadre du levé de la carte géologique, et quelques sondages anciens représentatifs.



- Colluvions
- Alluvions actuelles
- Alluvions récentes des basses terrasses
- Alluvions des moyennes terrasses
- Alluvions anciennes des hautes terrasses
- Pliocène
 Indices de "Redonien"
- Miocène - Serravalien
- Rupélien supérieur lacustre : argiles (Sapropels supérieurs)
- Rupélien inférieur marin : calcaires à *Archiacina* et marnes à *Natica crassatina*
- Éocène - Oligocène lacustre : argiles (Sapropèles inférieurs) et sables
- Paléocène à Éocène continental : argiles d'altération, fer latéritique, silicifications
- Paléozoïque
- Briovérien
- Limite du Pliocène p1-2 ou p indifférencié
- Faille
- Faille masquée ou supposée
- Sondage (BSS)

Fig. 6 - Carte géologique (a) et carte des formations cénozoïques (b) du bassin de Rennes -- Chartres-de-Bretagne
 in E. Thomas (1999), d'après les cartes géologiques à 1/50 000 Janzé et Rennes