

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
JANZE À 1/50000

par

F. TRAUTMANN, J.F. BECQ-GIRAUDON, A. CARN

1994

Editions du Service géologique national

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

— *pour la carte* : TRAUTMANN F. (1994). — Carte géol. France (1/50000), feuille *Janzé* (353). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Trautmann, J.F. Becq-Giraudon, A. Carn (1994), 74 p.

— *pour la notice* : TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.F., CARN A. (1994). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille *Janzé* (353). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par F. Trautmann (1994).

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

ISBN : 2-7159-1353-2

## SOMMAIRE

<i>Pages</i>	
5	INTRODUCTION
5	PRÉSENTATION DE LA CARTE
6	CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE
6	APPORTS SCIENTIFIQUES NOUVEAUX
7	DESCRIPTION DES TERRAINS
	PROTÉROZOÏQUE TERMINAL À PALÉOZOÏQUE
7	BASAL (BRIOVÉRIEN)
11	PALÉOZOÏQUE
21	ROCHES FILONIENNES
22	PALÉOÈNE
30	NÉOÈNE
36	FORMATIONS SUPERFICIELLES
39	ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE
47	HISTOIRE GÉOLOGIQUE
53	RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS
53	HYDROGÉOLOGIE
55	GITES MÉTALLIFÈRES
58	SUBSTANCES UTILES
61	SOLS ET VÉGÉTATION
62	DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE
62	ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE
64	SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES
64	BIBLIOGRAPHIE
73	DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES
74	AUTEURS
	ANNEXES
	COPES RÉSUMÉES DES SONDAGES
	ANALYSES CHIMIQUES
	COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHÉTIQUE

La feuille Janzé couvre en Ille-et-Vilaine un territoire comprenant une partie du pays de Rennes et les abords de la cluse de la Vilaine. Elle est située au cœur du domaine structural centre-armoricain, sur la limite entre le Briovérien (moitié nord de la feuille) et le flanc nord des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes (moitié sud de la feuille). La partie méridionale du bassin cénozoïque de Rennes est également impliquée.

La région couverte se partage donc en trois secteurs morphologiques et géologiques distincts.

La moitié nord de la feuille est occupée par la dépression de Rennes, vaste plaine inclinée d'Est en Ouest et drainée par les affluents de la Vilaine aux dépens des sédiments argilo-siliceux du Briovérien. La monotonie de ces terrains est parfois rompue par des collines allongées armées de quartzites ou de conglomérats. C'est une zone essentiellement rurale dans laquelle le bocage, après remembrement, a laissé la place aux cultures céréalières, aux élevages industriels de poulets et de porcs et aux maraîchages dans les vallées.

La partie nord-ouest de la feuille, encadrée par les alluvions de la Vilaine et de la Seiche, est occupée par un bassin tertiaire argilo-calcaire limité sur son bord ouest par la faille minéralisée de Pontpéan. Ce bassin est presque entièrement recouvert par les zones industrielles et l'urbanisation circum-rennaise.

La moitié sud, par contre, est le domaine des synclinaux paléozoïques dits du Sud de Rennes, région au paysage assez tourmenté lié aux alternances plissées de barres gréseuses et de dépressions schisteuses, que découpent du Nord au Sud la cluse antécédente de la Vilaine. C'est une zone rurale mais à vocation touristique et résidentielle, que traverse l'important axe routier Rennes—Nantes.

Le contraste des paysages est également accentué par des différences altimétriques notables : de 95 à 30 m d'Est en Ouest pour la dépression briovérienne, avec un point bas à 13 m à Pont-Réan, les altitudes vont de 114 à 105 m dans les synclinaux paléozoïques. La dénivellée la plus importante entre le Briovérien et le Paléozoïque se situe au niveau de Pont-Réan, près de l'entrée de la cluse de la Vilaine.

Le plateau paléozoïque est faiblement penté vers l'Ouest alors que la plaine briovérienne accuse une pente générale beaucoup plus marquée dans la même direction, que souligne d'ailleurs le réseau hydrographique.

## INTRODUCTION

### PRESENTATION DE LA CARTE

La cluse de la Vilaine constitue une excellente zone d'observation des structures paléozoïques qu'elle recoupe du Nord au Sud et que l'on peut suivre en une série presque continue d'affluements et de vastes carrières. Latéralement, les conditions d'observation sont relativement bonnes, favorisées de plus par les travaux de la voie rapide Rennes—Nantes. En outre, nous avons bénéficié des levés géologiques des tranchées du gazoduc Nantes—Rennes, réalisés par Y. Herrouin (BRGM), ainsi que ceux de l'oléoduc Donges—Vern réalisés par L. Brunel et B. Mulot (BRGM) et par une équipe d'étudiants de la faculté de Rennes en 1964, MM. Nion, Gior, Alix et Guichet.

Les levés, commencés en 1986 ont été terminés en 1990.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSMENT DE LA CARTE

La carte des sols à 1/25000 (réalisée par l'ENSAR de Rennes), dont un exemplaire inédit nous a été aimablement transmis par le laboratoire des sciences du sol, a servi de guide pour le repérage des secteurs à sables rouges, pour la cartographie des terrasses alluviales et des formations superficielles.

Deux campagnes de sondages à la tarière montée sur camion, réalisées dans le cadre de l'appui à la carte géologique, nous ont permis d'étudier le gisement néogène de Poligné, décrit très sommairement dans la littérature géologique, et de vérifier certains points obscurs du graben cénozoïque de Chartres-de-Bretagne.

Si les conditions d'affleurement des formations briovériennes sont moins favorables que celles du Paléozoïque, la présence dans la série, de niveaux de quartzites et de conglomérats, imprimé au paysage un certain relief que les routes secondaires franchissent en tranchées, permettant ainsi de bonnes observations.

## APPORTS SCIENTIFIQUES NOUVEAUX

La cartographie, entièrement nouvelle, des sédiments et des structures infra-archéennes confirme l'existence d'une discordance sédimentaire entre la série rouge et les formations subordonnées ; cette discordance est localement obliquée par un décollement tardif.

bC. **Siltites argileuses, grès grossiers tendres.** Affleurant au cœur de structures anticlinales, plus ou moins largement suivant l'amplitude

à la notice de la feuille Château-Gontier (Brossé *et al.*, 1988).

Le regroupement en trois grands ensembles a été tenté en se référant à la notice de la feuille Château-Gontier (Brossé *et al.*, 1988).

L'ensemble inférieur bC pourrait donc correspondre à la partie inférieure de l'ensemble bC. En outre, la cartographie de faciès fait apparaître des niveaux lenticulaires récurrents (conglomérats type Gournin, grauwackes) difficiles à inclure dans des formations distinctes.

Le Brioérien est faiblement structuré ; de ce fait on ne recoupe qu'une tranche peu épaisse de la succession lithologique.

Comme cela avait déjà été observé par J. Chantaine *et al.* (1983), le Brioérien est faiblement structuré ; de ce fait on ne recoupe qu'une tranche peu épaisse de la succession lithologique.

## PROTEROZOÏQUE TERMINAL À PALÉOZOÏQUE BASAL (BRIOVÉRIEN) DESCRIPTION DES TERRAINS (\*)

Le gisement néogène de Poligné, décrit très sommairement autrefois, a été reconnu par sondages : c'est une minuscule poche d'argile et sable à faciès littoral, contenant une faune marine mio-pliocène.

La synthèse des données géophysiques existantes, alliée à la réinterprétation des anciens sondages complétée par des sondages nouveaux réalisés par le BRGM, montre que le bassin de Rennes—Chartres est un demi-graben profond et étroit, compartimenté, à fond incliné vers l'Est, dont le remplissage sédimentaire subsident, sans coupure stratigraphique nette entre l'Éocène supérieur et le Stampien inférieur, est confirmé par la palynologie.

Le gisement trilobitique llandelien de Trévusot en Guichen est dominé par les espèces *Colpocoryphe rouaulti* et *Phacopridina micheli micheli* alors que l'espèce *Nesuretus tristanti* domine dans les autres gisements llandeliens des synclinaux du Sud de Rennes : ceci remet en question la représentativité du gîte de Trévusot comme stratotype, et implique une modification paléocologique dans la partie septentrionale du domaine centre-armoricain au Llandelien.

Dans la Formation d'Angers—Trévusot, ont été distingués un membre inférieur ardoisier à graptolites, pauvre en nodules, d'âge llandelien, et un membre supérieur silto-gréseux, riche en nodules chloritophosphatés, à trilobites abondants, d'âge llandelien.

La découverte d'indices de pyroclastites au toit de la Formation de Pont-Réan, sur le flanc nord du synclinorium de Martigné-Ferchaud, confirme l'hypothèse d'une distension intra-arenigienne.

des plis, un ensemble inférieur à dominante de siltites argileuses de Saint-Herblon. Ce sont des alternances de siltites fines argileuses à matrice chlorito-phylliteuse à lamines siltieuses, de lits pelitiques montrant une très fine schistosité, de petits niveaux de grès grossiers, feldspathiques à matrice chlorito-argileuse (wackes). Généralement, ces alternances fines sont de couleur vert jaunâtre ; localement on y observe des rubéfactionnées liées à la présence de sables rouges pliocènes.

• **Poudingue à galets siliceux (type Gourin)** (bP). Des niveaux plus ou moins lenticulaires de poudingue à galets de quartz arrondis et fragments de phanite (type Gourin) s'intercalaient dans cet ensemble, comme on peut le constater à Beauregard en Saint-Armel dans les talus du CD 163, ainsi qu'à l'Est de Janzé.

Ce faciès, lenticulaire et récurrent, est beaucoup plus fréquent que ne l'indiquaient les anciennes cartes géologiques ; il est souvent très altéré et rubéfié et ne se manifeste dans les labours que par l'abondance de « dragées » de quartz.

Pétrographiquement, c'est un conglomérat polygénique à matrice quartzo-chloriteuse, composé de galets centimétriques bien arrondis de quartz à inclusions de vermiculite ; les éléments anguleux sont toutefois assez abondants. Outre le quartz, on y trouve des fragments de microquartzite noir (phanite?), des feldspaths plagioclases maculés albité, ainsi que de la muscovite ou de la biotite détritique. Localement, il a été observé des éléments de microquartzite ayant subi une cata-

clase ou une phase de plis antérieure.

La granularité des éléments est très hétérogène, les variations sont visibles à l'échelle de l'affleurement. On peut observer localement un faciès de wacke à matrice chlorito-siliceuse contenant des petits galets centimétriques de quartz ou de grès dispersés et mélangés à de nombreux éléments anguleux de phanite, de feldspath plagioclase, de quartz à vermiculite ; ce faciès, observé sur un talus de route à Couallion en Janzé, rappelle en tous points le faciès Roc-Saint-André décrit dans la coupe de Sérent (Chantraine *et al.*, 1983) et qui est associé soit aux faciès Gourin, soit aux faciès de siltites stratifiées situées plus haut dans la série.

L'évolution granulométrique des poudingues à l'échelle de la carte montre un gradient décroissant du Sud-Est vers le Nord-Ouest ; l'im-maturité de composition et de classement de la matrice suggère une source proche ; cependant, le degré d'usure des galets de quartz et parfois des grains de phanite, indique une alimentation plus éloignée venant du Nord.

bc. **Alternances silto-gréseuses grises ou vertes, parfois carbona-tées.** C'est le terme le mieux représenté et le plus caractéristique du Briovérien local. Bien que sa position dans la série ne soit pas encore clairement établie, on peut cependant l'assimiler à la « Formation des alternances silto-gréseu-carbonatées » décrite à Château-Gontier.

La subdivision en quatre termes est ici aléatoire, faute de coupes continues, malgré de nombreux affleurements. Deux critères ont été utilisés pour la cartographie :

- la couleur, généralement gris-bleu sombre, de la plupart des faciès ;
- la présence de nombreuses figures sédimentaires.

Le faciès le plus courant est une alternance de niveaux décimétriques à parénites grisâtres à interlits de siltites rubanées grises ou vertes, à fines lamines souvent convolutées. Les bancs d'arénite montrent fréquemment un léger granoclassement ainsi que des lamines obliques. Ils contiennent une proportion importante de pyrite cristallisée authigène qui, lorsqu'elle est oxydée et dissoute, donne à la roche une couleur beige et un aspect poreux.

Dans une carrière ouverte pour les besoins de la déviation du CD 177 à La Rabine, en Bruz, ces faciès sont bien exposés et montrent des figures de courant (ripple-marks), des fentes de dessiccation indiquant des émersions temporaires, ainsi que des pistes de vers du type *Planolites*. À Bois-Robert, en Amanlis, les mêmes faciès nous ont livré une ichnocrace du genre *Dimorphicus*.

Du point de vue pétrographique, les sédiments de cette séquence sont nettement plus matures : la matrice est moins abondante, les éléments (quartz, feldspath plagioclase, phanite), encore anguleux, sont plus fins et classés, les fragments lithiques plus rares. La muscovite chloritisée détritique est présente et l'on note l'abondance de la tourmaline magnésienne (dravite) en fines aiguilles dans les lamines à matrice carbonatée. Le microfaciès des grès carbonatés correspond à une arénite feldspathique liée à ciment calcidolomitique spathique secondaire. La phase détritique contient tous les éléments d'une roche éruptive à caractère calco-sodique (Debraban, 1970).

• Malgré la décalciification superficielle, l'**horizon grès-carbonaté** (cal) se suit d'une structure à l'autre ; plusieurs indices indiqués sur les anciennes cartes n'ont pas été retrouvés. Les meilleurs affleurements, visibles parfois sur une trentaine de mètres d'épaisseur, se trouvent sur la rive droite de l'Isse au niveau du moulin Britant en Corps-Nuds, à L'Ourmais en Nouvoitou au bord de la Seiche, et dans la carrière de Choisel en Amanlis.

Le faciès de grès et siltites à fines lamines convolutées ou obliques, à figures de dessiccation et traces algaires, correspond à un milieu marin agité à exondations temporaires (zone intertidale ou estran) ; il faut sans doute invoquer une diagenèse tardive pour expliquer la présence de carbonates spathiques et de pyrite cristallisée dans un matériau initialement très poreux.

• **Grauwackes** (BC[1]). Malgré leur ubiquité, il a été possible de cartographier des zones à dominante grauwackeuse, dessinant ainsi certaines structures comme le synclinal de Chanteloup ou le flanc sud du synclinal de Janzé.



Les zones grauwaackeuses sont constituées de bancs décimétriques à métriques d'arenites verdâtres ou grisâtres, fines ou grossières, très riches en feldspaths (albite), en grains de phitanite et en muscovite ; les grains de quartz sont anguleux et dispersés dans une matrice abondante quartzo-chloriteuse. Les figures sédimentaires (canaux embôités, lamines) sont fréquentes. Les interflits de siltite verte ou grise plus ou moins épais donnent un aspect massif à la roche résistant mieux à l'érosion et permettant ainsi de l'individualiser sur le terrain.

Quelques anciennes carrières et bons affleurements permettent d'observer les grauwaackes : citons les talus de la route d'accès à La Grande-Ournais en Saint-Herblon et une carrière au Sud de la ferme, une carrière au Sud de la ferme de Montaigne en Corps-Nuds, un talus de la route d'accès au château du Châtelier en Corps-Nuds.

- Dans les niveaux de grauwaackes, on observe parfois des lentilles de **microconglomérat de type Gourin** (bp) : la transition entre les deux faciès est le plus souvent progressive.

- **Quartzites à fragments de phitanite, sans feldspath** (bc[2]). Ce faciès, cartographié en longues bandes étroites au Sud de Janzé, dessinant des plis déjetés s'amortissant le long du synclinalium de Martigné-Ferchaud, apparaît vers le sommet de l'ensemble bc et continue dans l'ensemble sommital bs.
- À La Houssais, en Bourgbarré, ces grès sont visibles en pierres volantes au sommet d'un interfluve : ce sont des grès quartzo-chloriteux blancs à gris à texture parfois engrenée, à matrice quartzo-phylliteuse peu abondante. Les grains sont anguleux, parfois grossiers, essentiellement quartzeux, les fragments de phitanite peuvent être abondants. On observe parfois quelques grains arrondis de zircon et des paillettes de muscovite ; le feldspath est totalement absent ainsi que les figures sédimentaires.

Malgré des caractères assez spécifiques, ce faciès ne représente qu'une variation locale des grauwaackes grossières souvent associées aux pondings de type Gourin, mais parfois aussi des grès plus ou moins feldspathiques des alternances silt-grès-carbonatées. Il peut avoir ponctuellement un aspect de Grès armoricain, en particulier à l'Ouest de Corps-Nuds, mais sa position à différents niveaux de la série ne permet pas de l'assimiler aux « quartzites sommitaux » décrits dans la région de Château-Gontier (Brossé *et al.*, 1988).

bs. **Siltites argileuses, argilites et grès grossiers**. Un ensemble sommital, généralement de couleur vert jaunâtre, à dominante argileuse, est composé d'alternances centimétriques de siltites-argilites et grès tendres grossiers ; on y trouve localement des quartzites blancs à grains de phitanite, sans feldspath, décrits précédemment. Cet ensemble, peu caractéristique, correspond soit à la base de la Formation des Siltites vertes de Château-Gontier, soit à un faciès altéré de l'ensemble bc. En l'absence d'éléments structuraux, il peut être confondu avec l'ensemble inférieur bcg.

Le Siluro-Ordovicien classique des synclinaux du Sud de Rennes se compose de six cycles sédimentaires épicontinentaux dont la base terrigène repose en discordance sur les sédiments marins de plate-forme attribués au Briovérien. Le toit de la série sédimentaire ne dépasse pas le Ludlow (niveau d'érosion ou lacune sédimentaire) dans le synclinal de Martigné-Ferchaud ; par contre, le niveau le plus élevé du synclinal de Guichen et, plus à l'Ouest, de l'unité tabulaire de Paimpont, est le Landeléo. Cette disparité structurale entre les deux grandes unités est limitée par l'anticlinal de Guichen à flanc nord faille, prolongement de la faille de Bovel.

### **Arenig. Formation de Pont-Réan** (puissance : 200 à 550 m)

Base de la série paléozoïque classique des synclinaux du Sud de Rennes, discordante sur le Briovérien, la série rouge a fait l'objet de nombreuses descriptions résumées par C. Le Corre (1978), puis plus récemment par J.L. Bonjour (1988).

Dans le secteur compris entre Pont-Réan et Le Petit-Fougerey, l'épaisseur de la série paraît constante (environ 550 m) ; elle est réduite semblant être liée à un accident tectonique subparallèle à la direction des couches.

Cette formation comprend des faciès grossiers à sa base (conglomérats type Montfort et/ou grès type Courouët) dont l'extrême variabilité de composition, de texture, d'épaisseur et de proportion l'un par rapport à l'autre ne permet pas d'en faire des membres distincts. La plus grande partie de la Formation de Pont-Réan est composée d'une masse homogène de siltstones micacés pourpres (type Le Boël).

**02P. Conglomérats (type Montfort).** D'épaisseur très variable (2 m à 10 m), ils montrent parfois des chenaux tronqués (bois du Rocher, en Chateaup), indices d'une sédimentation rapide à caractère fluviodeltaïque, et peuvent parfois manquer totalement à la base de la formation ou occuper une position intrafornationnelle (talus du CD 77, au Sud de Chateaup en Bruz). Ce sont des conglomérats polygéniques composés d'éléments hétérométriques de quartz, de grès, de phanite ou de siltite, anguleux ou arrondis, les éléments arrondis étant les plus grossiers ; on observe un granoclassement à l'échelle de l'affleurement. La matrice, souvent abondante, est quartzo-phylliteuse. Il faut noter la constance et l'abondance des éléments anguleux et l'immatrité de composition des conglomérats. Au microscope, on observe également des grains de quartz cordés, des fragments péllitiques schistoseux et de nombreux grains arrondis de zircon. Les galets bien roulés de grès ou de quartz sont hérités du Briovérien remanié, et ne correspondent pas forcément à un long transport.

Certains faciès conglomératiques sont de véritables brèches à in-traclastes pétriques dans une matrice silico-chloriteuse à grains de quartz anguleux (chemin du Creux en Lailié, carrière du Rocher en Guichen).

Les affluements les plus remarquables de ces conglomérats sont les talus de la route du Haut-Noyal à Goven décrits par E. Bolelli (1951), la carrière des Landes en Guichen où l'on observe, entre autres, la taille exceptionnelle des éléments (galets ovalaires décimétriques et blocs subanguleux de grès pluridécimétriques), les rochers du Plessix en Orgères, à galets gréseux, les alentours du bois du Rocher en Chanteloup.

Ces sédiments grossiers immatures ont un mode de dépôt complexe : pour C. Le Corre (1978), ils transgressent une topographie préexistante et ne sont probablement pas synchrones. Pour J.F. Ballard *et al.* (1986), ils se sont mis en place dans un contexte distensif, les variations d'épaisseur étant liées à une série de blocs basculés de direction cadomienne, au pied desquels se seraient accumulés les débris arrachés au substratum briovérien proximal.

**02C. Grès (type Courvet).** Un faciès gréseux succède aux conglomérats. Définis initialement au bois de Courvet à l'Est de Mermel (feuille Guer), les Grès de Courvet sont présents sur tout le flanc nord du synclinal de Martigné-Ferchaud, avec toutefois une puissance assez variable pouvant atteindre 50 m. Ils sont situés stratigraphiquement sous les siltstones pourpres qui leur font progressivement suite, mais on observe parfois, dans la carrière de Saint-Samson en Goven par exemple, des récurrences décimétriques de quartzarénites chloriteuses à grains de phanites dans les siltstones pourpres.

Ce sont des grès généralement grossiers, composés de grains de quartz anguleux à subarrondis, de fragments lithiques divers et de microquartzite noir (phanite) ; la matrice peut parfois être abondante et de nature quartzo-phylliteuse (muscovite-chlorite). Localement, le grès est recristallisé en quartzite. C'est une roche immature, ne différant des poudingues de type Montfort que par la taille des éléments. De couleur blanchâtre à verdâtre, tachetée de rouge, elle peut être complètement colorée en pourpre ; dans ce cas, on observe d'abondantes paillettes d'hématite concentrées entre les fibres phylliteuses intergranulaires matérialisant la schistosité. L'hématite peut résulter de l'al-tération d'une chlorite ferrifère, elle-même provenant de la décomposition de pyrite.

**02B. Siltstones micacés pourpres (type Le Boël).** Constituant la masse la plus importante de la Formation de Pont-Réan, des siltstones micacés pourpres, parfois bien exposés aux alentours du moulin du Boël et dans de nombreuses carrières jalonnant la bordure nord du synclinal de Martigné-Ferchaud. Sur le terrain, ce sont des roches massives, parfois à structure oïlée associée à des

biorubations, débitées grossièrement par une schistosité de fracture. Les plans de stratification sont souvent peu évidents (diastèmes) et parfois absents, traduisant une sédimentation continue à caractère subsident, sans aucun apport terrigène, ce qui implique une côte plate et stable et un milieu marin peu agité. Les rares traces organiques observables sont des tertiers du type *Tigillites* (scolithes) ou *Vexillum* (*Daedalus*), très déformés par la schistosité.

Au microscope, la roche montre une texture homogène, finement arrondis dans une matrice parfois abondante, quartzo-phylliteuse à muscovite-chlorite. Les faciès verts contiennent une forte proportion de chlorite vermiculée, les faciès rouges doivent leur couleur à l'alitration de la chlorite en hématisse ; cette transformation semble s'être produite pendant la schistogénèse, l'alternance parfois constatée des deux couleurs serait simplement liée aux différentes teneurs en chlorites.

**2. Cinérites.** Bien connues dans d'autres localités sur le flanc sud du synclinal de Martigné-Ferchaud et dans le synclinal de Rémimiac, des émissions volcaniques acides n'avaient jamais été signalées sur le flanc nord des synclinaux du Sud de Rennes. Découverts lors des levés, en débris dans les labours, à La Boulais en Laille et au bois Marchais en Petit-Fougerey, ces indices pyroclastiques sont situés au contact de la Formation de Pont-Réan et du Grès armoricain, et correspondent à un horizon de très faible épaisseur, compte tenu du petit nombre de fragments récoltés. La roche a une couleur porcelanée, un débit schisteux et une texture très fine. Au microscope on observe une mésostase séricitique et vitreuse orientée, à rares vacuoles oblongues, dans laquelle on distingue de très petits quartz en échardes et quelques clastes enroulés par des ombres de pression symétriques parallèles au plan de schistosité. Les minéraux opaques, très fins, sont abondants. La roche présente des composants et une texture de verre volcanique acide du type cinérite (*cf.* analyse chimique en annexe).

Des blocs non en place de cinérite vacuolaire bariolée ont été trouvés dans la carrière du Rocher en Guichen, à l'entrée de la cluse du Boël, vers la base de la Formation de Pont-Réan. On associe ces horizons volcanoclastiques à ceux de Rémimiac (membre de Tréal) et de la presqu'île de Crozon (Bonjour et Chauvel, 1988) : l'activité tectonique de type distensif. Une datation récente effectuée sur zircon dans des cinérites de la Formation du cap de la Chèvre donne un âge de  $465 \pm 1$  Ma, ce qui situe nettement les séries rouges ordoviciennes dans l'Aréng, mais en même temps rajoint sensiblement les limites de cet étage.

Le passage à la séquence détritique suivante (Formation du Grès armoricain) se fait par l'intermédiaire de faciès grés-micacés rouges à rosâtres alternant avec des argillites rubéfiées (faciès type Pommé-

niac) : ces faciès perdant leur pigmentation lorsqu'ils sont altérés, rendent parfois délicat le tracage de la limite entre les deux formations. Dans le secteur de Malroche en Guichen, T. Bézier (1888-89) signalait des grès feldspathiques blancs alternant avec des schistes rouges, formant passage du faciès Pont-Réan au faciès Grès armoricain ; l'état actuel des carrières n'a pas permis de retrouver ce niveau.

### **Arénig moyen. Formation du Grès armoricain (puissance : 460 m)**

Largement développée dans la région, la seconde séquence arénacée paléozoïque de Bretagne centrale présente sa division classique en trois membres définis par F. Kerforn en 1912. En dehors de quelques grandes carrières, le Grès armoricain offre souvent des affleurements médiocres, très diaclasés et altérés, ne permettant pas des mesures structurales. Il borde, par des reliefs accentués, la dépression synclinale de Guichen et forme l'essentiel de la terminaison périauclicinale de Saint-Senoux. À l'Est de Crévin, il est cartographiquement réduit, avec ses trois membres, à une mince bande très redressée, parallèle à la Formation de Pont-Réan.

**02a. Quartzites massifs et psammites (« Grès armoricains inférieurs ») (230 m).** Ce sont des quartzites blancs, gris ou verts, massifs, à grains fins anguleux de quartz, parfois psammitiques (dans ce cas, ils peuvent être confondus avec les « Grès armoricains supérieurs ») ; au microscope, on y trouve quelques phyllites (muscovite), des grains lithiques anguleux, du zircon en grains arrondis. La roche se caractérise par l'absence de matrice. Ces grès ont des caractères voisins de ceux des Grès de Courouët de la Formation de Pont-Réan (grains anguleux, fragments lithiques) ; par contre, ils ont une meilleure maturité de composition. Localement, on observe en carrière des litages obliques en mamelon, des dalles à ripple-marks ou à rides linguoides (Malroche en Guichen), des *Cruziana* et parfois de rares *Daedalus* (Mondouis en Janzé). Tous ces éléments indiquent des conditions de dépôt marines littorales en zones basses sous l'influence des marées et des tempêtes, les apports terrigènes étant présents mais moins marqués qu'au début de la transgression arénigienne. Les carrières de Bénéloque en Guichen, de La Corbinais en Laille et la décharge contrôlée du Petit-Fougerey offrent, malgré des difficultés d'accès s'aggravant d'année en année, de bonnes possibilités d'observations.

Ainsi, la carrière de Malroche est le seul endroit de la feuille Janzé où l'on peut observer une couche de **minéral de fer** colloïdique (Fe) à sidérite, chamosite et hématite (couche A), située à 20 m sous le toit des Grès armoricains inférieurs. Immédiatement sous ce niveau, des intercalations schisteuses ont livré un microplancton à chitino-zoaires et acritarches confirmant l'âge arénigien moyen des Grès armoricains inférieurs (Deunff et Chauvel, 1970).

Dans la terminaison de Saint-Senoux, les Grès armoricains inférieurs sont visibles le long d'une petite route partant du presbytère et menant au hameau de Cambertu. On peut les voir également dans la vallée

de la Saudraie, en contrebas de La Picardière, dans une ancienne petite carrière située à l'Est d'une clairière. En ce point, ils sont surmontés par les « Schistes intermédiaires » en contact dysharmonique.

02b. **Siltites argilo-micacées bariolées et grès-psammites (« Schistes intermédiaires »)**. Ils sont souvent difficiles à distinguer des Schistes de Traveusot. C'est souvent par défaut et indirectement que ce faciès a été cartographié : il est marqué dans la topographie par des petites dépressions (cimetières de Saint-Senoux) et n'affleure que très rarement. En carrière, on distingue au Sud (carrière de Montserrat à Saint-Malo-de-Philly), entre deux masses de grès, des alternances de grès-psammites et de siltites micacées sombres : la limite entre les faciès est progressive et peu nette ; par contre au Nord (La Corbinais en Laille), des jeux de failles normales mettent en contact brutal les quartzites inférieurs avec des siltites micacées noires (lutites) et homogènes, à fines lamines quartzo-phyllitiques.

Le bel affleurement face au cimetière de Saint-Senoux montre des argillites micacées bariolées, alors qu'en contrebas de la carrière de Béhioque en Guichen, face au petit pont de la voie ferrée, un affleurement montre des alternances de grès gris-beige en bancs métriques et d'argillites micacées noires.

D'une manière générale, les Schistes intermédiaires sont plus hétéro-lithiques que les Schistes de Traveusot. Ils représentent un relatif approfondissement du milieu, fréquemment soumis à des fluctuations du niveau marin dans une zone de plate-forme encore instable.

02c. **Quartzites et psammites en petits bancs (« Grès armoricains supérieurs »)** (120 m). Peu différents des grès inférieurs, ce sont des quartzites psammitiques blanches ou verdâtres, souvent en petits bancs à interlits argilliteux micacés sombres, constitués parfois essentiellement de tests de lingules (carrière au Sud de Béhioque en Guichen, en face de La Poissonnière). Les figures sédimentaires sont également fréquentes (chenaux, figures de charge, pistes de vers).

Trois **niveaux à zircon-rutile** (O2c[1]) ont été mis en évidence par prospection au scintillomètre (Mulot, 1969) : ces concentrations caractérisent les Grès armoricains supérieurs de Bretagne centrale (Fauré, 1979) et correspondent à des paléoplacers marins associés à une sédimentation détritique épicocontinentale de faible profondeur.

Des horizons très minces (quelques centimètres) de poudingues à galets phosphatés existent dans la Formation du Grès armoricain : un niveau de ce type, riche en galets spilitiques, a été découvert dans les alternances de grès et schistes sombres du toit des Grès armoricains supérieurs (Chauvel et Durand, 1984) au Sud de la carrière de Béhioque, le long de la voie ferrée. C'est un conglomérat siliceux polygénétique à clastes anguleux à émoussés de tailles variables (3 cm à 2 mm) ; les

éléments sont des grains de quartz, de sillites schistosées, de zircon, de phanites noirs ou de grès-quartzites, et des volcanites à texture de phanites ayant subi une paragenèse à chlorite-collphanite-rutile. L'origine de ces grains de sillite pourrait être proche.

L'appartition, au toit de la Formation du Grès armoricain, de sillites noires de plus en plus fréquents, marque l'apogée de la transgression aréniigienne et le caractère de plus en plus distal de la sédimentation. Les zones-sources du détritisme (Dommonée, Mancelha) étant progressivement recouvertes, un régime de sédimentation lente en milieu calme et confiné va s'installer à partir du Llanvirn.

### **Aréniig supérieur à Caradoc inférieur. Formation d'Angers—Traveusot (puissance : 300-400 m)**

Succédant progressivement à la Formation du Grès armoricain par quelques dizaines de mètres d'alternances de grès fins noirs à lamines et de sillitones noirs ou bariolés à rares nodules et lentilles carbonatées, la Formation de Traveusot, équivalent latéral strict de la Formation d'Angers, affleure largement dans la région. Elle forme le cœur de la structure synclinale de Guichen, l'enveloppe de la fermeture pétant-clinale de Saint-Senoux ainsi que les zones axiales des plis d'entrainement antichinaux du secteur de Tresbœuf—Saulnières.

**02-3. Aréniig supérieur—Llanvirn. Schistes ardoisiers chlorito-micacés sombres, grès noirs à lamines** (170 m). Le membre inférieur de la Formation de Traveusot est composé de méta-argillites grisâtres à noirâtres chlorito-micacées à chloritoïdes qui contiennent une importante proportion de matière carbonée très fine ; elles sont parfois ardoisières lorsque les conditions tectoniques s'y prêtent (zones comprimées entre deux flancs de plis).

La base de ces sédiments a été datée de l'Aréniig terminal par des graptolites (*Didymograptus fractus* var. *volucer*) découverts au ravin de Montserrat par A. Philippiot en 1950 ; à 30 m au-dessus du toit du Grès armoricain (« cote 85 » près de Lallé ; Henry, 1980) apparaissent les premiers trilobites llanvirniens, associés à des lamelli-branches et des brachiopodes. La même association faunistique s'observe le long du chemin entre la carrière de Montserrat et Cambre.

Des schistes carbonatés noirs à veinules de calcite ont été signalés près de la Halte de Lallé, ainsi qu'à Lorgeais, à La Saudrais en Guichen et à La Noë en Saint-Senoux (Kerforne, 1916).

**04-5a. Llandello—Caradoc inférieur. Sillites micacées gris-bleu à nodules chlorito-phosphatés** (04-5a[1]) assez souvent fossilifères homolithiques, apparaissent des argillites siliceuses micacées gris bleuâtre (200 m). Après un horizon de transition constitué de pétilles micacées par des trilobites et des brachiopodes, du Llandello (Henry, 1980).

La falaise de l'oratoire de Pléchatel permet d'observer ce faciès à des nœuds, facilement repérables dans les labours, est un bon critère cartographique, valable pour toute la feuille Janzé et qui a permis de tracer, pour la première fois en Bretagne centrale, une limite approximative entre le Llanvirn et le Llandello.

Le célèbre gisement fossilifère de Traveusot en Guichen (site éponyme de la Formation de Traveusot) livre une très belle faune de trilobites, où dominent *Colpocoryphe rouaulti* et *Phacopidina michelini michelini* ; on y récolte également *Placoparia (Coplacoparia) chelini michelini* ; ces nœuds sont plus gréseux et riches en micas blancs que les nœuds récoltés dans d'autres gisements. Ces différences suggèrent un caractère plus proximal de la Formation de Traveusot, lié à une émigration du socle cadomien au Nord qui s'accompagnerait de modifications écologiques se reflétant dans les différences de dominances spécifiques. (Beccq-Giraudon et Trautmann, 1989).

En dehors de Traveusot, les gîtes fossilifères llandelliens les plus connus sont La Saudrais en Guichen, La Rouenais en Laille, l'ardot-sière de La Couyère ; le gisement de L'Aubinais en Bourg-des-Comptes, signalé sur la feuille Redon à 1/80000, n'a pas été retrouvé.

Dans la région de Sion-les-Mines, à quelques mètres du mur de la Formation du Châtelier, le sommet de la Formation de Traveusot a livré un assemblage de chitinozoaires donnant un âge Llandello terminal à Caradoc basal (Herrouin et Paris, 1984).

### Caradoc inférieur. Formation du Châtelier (puissance : 80 à 100 m)

Amorcée progressivement au Llandello, une sédimentation terrigène liée à l'émersion de hauts-fonds proximaux atteint son apogée avec l'épisode gréso-silteux défini au Châtelier en Pléchatel par C. Barrois et L. Bochet (1890). Parfois difficile à distinguer des grès silurien, ce niveau est constant sur toute l'étendue du synclinorium de Martigné-Ferchaud où il constitue néanmoins un excellent repère cartographique. Les nombreuses fermetures périclinales que dessine la Formation du Châtelier s'expliquent par la faible épaisseur de ce niveau, plissé de façon disharmonique par rapport au Crès armoricain, et donnant des plis en relais samortissant rapidement ou parfois se chevauchant du Sud vers le Nord. Cette formation est rarement fossilifère : quelques céphalopodes et brachiopodes ont été signalés « dans les champs de



La ferme de Mandon en Laille » par F. Kerforme (1899), mais sont peu caractéristiques. C'est par sa position entre la Formation d'Angers et la Formation de Riadan qu'un âge caradocien inférieur est attribué à la Formation du Châtelier.

**05a. Grès verts micacés chlorito-feldspathiques et quartzites blancs micacés.** La lithologie de la Formation du Châtelier paraît assez monotone. Toutefois, on distingue deux faciès. L'un est quartziteux, blanc, à grain fin anguleux, à matrice quartzo-phylliteuse plus ou moins abondante, présentant localement une texture psammitique à muscovite, avec des copeaux de boue, des lits de minéraux opaques et des triple-marks aux interfaces des bancs ; la présence de grains anguleux de feldspaths plagioclases est assez variable d'un point à un autre. Ce faciès quartziteux alterne parfois avec des bancs métriques d'argillites micacées sombres à galats mous. Il est bien exposé à La Couyère, dans une carrière abandonnée à l'Ouest du village, en bordure du ruisseau du même nom, ainsi que dans une petite carrière à La Chenelais en Pléchérel où il est plus homogène.

L'autre faciès, plus fréquent, est parfois difficile à distinguer des formations qui l'encadrent, et apparaît souvent comme une passée plus détritique dans un ensemble siltio-chloriteux monotone. C'est une arénite micacée chloriteuse vert jaunâtre, en petits bancs centimétriques tendres, très altérables. Elle est composée de grains de quartz anguleux, de débris anguleux de feldspaths et d'opiques arrondis ; la matrice chloriteuse est abondante ainsi que les micas blancs détritiques (muscovite). Ce faciès se situe pétrographiquement à la limite arénites-wackes. On peut l'observer en de nombreux points, en particulier le long du CD 84 de Guichen à Saint-Senoux, au niveau du circuit de moto-cross de Crotigné.

Le tracage d'une limite entre les deux faciès paraît aléatoire dans la mesure où certains affilements de grès verts chloriteux contiennent des petits bancs quartziteux blancs ; de plus, un même pli peut avoir un flanc quartziteux et l'autre grès-chloriteux.

**Caradoc supérieur—Ashgill. Formation de Riadan** (puissance : 200 à 280 m)

Désignée également sous le terme de « Schistes ardoisiers à *Trinucleus* », cette formation, qui succède souvent de façon très progressive à la Formation du Châtelier, a été définie à Riadan, lieu-dit situé sur la feuille Bain-de-Bretagne, tout près de la limite sud de la feuille Janzé, sur la commune de Pléchérel.

**05b-6. Siltites micacées et chloriteuses bioturbées.** Composée pour

l'essentiel de siltites micacées et chloriteuses verdâtres souvent bioturbées, la Formation de Riadan contient localement des **lentilles gréseuses** (G), surtout vers le sommet. Hétérogène dans le détail, elle apparaît très monotone à l'échelle de la carte. Au microscope, les siltites montrent un fond quartzo-phylliteux très fin à muscovite-

chlorite, à grains de quartz anguleux, à lamines composées d'oxydes de fer à structure cellulaire ou bioturbée très caractéristique, évoquant un milieu de sédimentation peu profond soumis à l'action des marées. Ces faciès sont bien exposés dans la tranchée SNCF entre la gare de Guichen et le tunnel de La Troinais, et dans un chemin creux montant du ruisseau de la Chalouzais au village de Bourg-des-Comptes. Les faciès gréseux sont liés à une proportion plus importante de quartz dont la taille ne dépasse toutefois pas 100 µm ; on y trouve quelques rares grains anguleux de feldspath (plagioclase).

Les formations du Châtelier et de Riadan constituent une seule séquence sédimentaire terrigène liée à une émerison proximale dont les effets s'atténuent progressivement en montant dans la série.

À 100 m environ du toit de la Formation de Riadan, apparaît très localement un **faciès ardoisier à gros nodules pyrito-gypseux** (Sa) (« niveau à chats » des cartiers). On l'observe en plusieurs points de la carte entre les anciennes ardoisères de Riadan et Le Val-Himbold en Pléchaël (déblais en bordure du Sennon) et dans des grattages au bord du CD 777, à La Morais en Pance. Il s'agit de siltites ardoisères à fond quartzo-phylliteux très fin orienté par une schistosité de flux matérialisée par de très fines paillettes de chlorite. Des nodules pyriteux décimétriques fossilisent la schistosité initiale S1 et sont repris par un mouvement rotationnel sensétre (ombres de pression en gypse fibreux) accompagnée d'une schistosité S2 à chloritoides, sécant sur la S1 et se moulant autour du nodule altéré ; l'altération des nodules apparaît syn- à post-S2. Ces faciès présentent une légère radioactivité (Mulet, 1969) et semblent liés à des zones de serrage tectonique.

La Formation de Riadan est peu fossilifère dans la région et les listes impressionnantes que l'on trouve dans la littérature sont trop ponctuelles pour refléter la réalité. Citons toutefois dans l'empire de la feuille Janzé, les affluements de la route de la gare de Guichen à La Belle-Etoile en Saint-Senoux, au Sud du Canut, où ont été signalés *Trinucleus* et *Dalmanites*, ainsi que quelques *Orthis* et des plaques de cystides au toit de la formation (Kerforne, 1899). Des *Trinucleus* sont indiqués au hameau de La Rue en Bourg-des-Comptes ; à l'Est de l'écluse de La Courbe, dans des schistes ardoisiers on trouve des *Orthis*, *Ctenodonta*, *Bellerophon* et des bancs pétris de *Pleuronomaria* (Kerforne, 1915).

### Llandoverry. Formation de La Chesnaie (puissance : 90 à 110 m)

Succédant assez brutalement à la Formation de Riadan, une formation gréséo-schisteuse apparaît. Définie par C. Le Corre en 1965, elle est composée de deux membres : un membre gréseux à la base (« Grès de base » ou « Grès de La Chesnaie ») et un membre supérieur (siltieux très altéré et difficilement observable) (« Schistes moyens »). Ces deux membres sont bien exposés dans les tranchées fraîchement creusées des déviations de Poligné et de Mandon.

s1a. Grès jaunâtres ou blanchâtres (« Grès de base ») (30 m). Grès peu phylliteux, à interlits pétillants jaunes ou noirs, ils sont parfois parcourus de filonnets de quartz. Dans les labours ou sur les pentes, ils sont très difficiles à distinguer des « Grès de Poligné » dont ils ont quelquefois le faciès quartziteux.

s1b. Siltites fines bariolées (« Schistes moyens ») (60 à 80 m). Rarement visible à l'affleurement, ce membre est constitué de siltites fines homogènes bariolées, composées de très fines alternances de lamines quartzeuses et de lamines phylliteuses ; il est souvent profondément altéré.

Aucun des deux membres de la Formation de La Chesnaie n'a jusqu'à présent livré de fossile. Cependant, on observe parfois sur certains blocs de grès, des empreintes négatives lisses (brachiopodes ?) centimétriques.

### Landoverly. Formation de Poligné (puissance : 60 à 70 m)

C'est une formation gréseuse homogène définie par G. de Tromelin et P. Lebesconte (1875) sous les noms de « Grès de Poligné » ou « Grès supérieurs », puis par A. Philippot (1950) sous le nom de « Grès culminants » du fait de sa position topographique généralement élevée et parce qu'elle représente le dernier faciès gréseux dur de la série paléozoïque du Sud de Rennes.

s1c Grès-quartzites clairs (« Grès culminants »). Les anciennes carrières du Terre-Grès à Poligné demeurent les meilleurs points d'observation de ce faciès. Ce sont des grès blancs quartziteux, souvent très recristallisés, en bancs massifs ou à interlits argileux ou ampelites ; on y observe parfois des traces de chenaux et des ripple-marks, en particulier à la partie sommitale de la formation, au contact avec les ampelites du Landoverly moyen dans la carrière de La Fosse. Au microscope, la roche montre une texture isogranulaire à grains de quartz fins anguleux ; les grains lithiques (microquartzites) sont abondants ; de nombreux vides intergranulaires soulignent le caractère saccharoïde de la roche et l'absence totale de matrice phylliteuse.

À La Fosse, les interlits ampelites sommitaux contiennent une faune graptolitique du Landoverly moyen à supérieur (Philippot, 1950). Le Landoverly inférieur pourrait donc être représenté par la Formation de Poligné et peut-être *pro parte* par la Formation de La Chesnaie (Le Corre, 1978).

Les caractéristiques sédimentologiques de la roche soulignent son origine marine proximale. L'ensemble des formations de La Chesnaie et de Poligné détermine une nouvelle séquence détritique présentant la même trilogie que la Formation du Grès armoricain.

Llandoverry—Ludlow. Formation de Renac (puissance : 37 m)

sid-3. **Ampélites, sillites micacées à lamines.** Peu développée dans la région, la Formation de Renac est cependant bien observable dans les tranchées de la déviation de Poligné et de Bel-Air en Crévin, ainsi que dans les carrières du Terre-Cris à Poligné et Pancé. Elle repose sur les quartzites blancs de la Formation de Poligné par l'intermédiaire de sillites micacées noires. Ces niveaux inférieurs contiennent des graptolites du Llandoverry moyen. Au Terre-Cris, la masse des ampélites est constituée d'une roche feuilletée plus ou moins argileuse et micacée, très riche en matière organique tachant les doigts, avec parfois des passées phyllonitiques. Ces faciès contiennent une abondante faune graptolitique étudiée en détail par A. Philippiot (1950). On remarque, d'après la liste publiée par cet auteur, l'absence d'espèces du Llandoverry inférieur et la présence d'une espèce (*Monograptus dubius*) caractérisant tout le Wenlock et la base du Ludlow dans les niveaux les plus élevés du gisement.

Les sillites micacées de la base de la formation montrent, en lame mince, de fines lamines granoclassees composées alternativement de quartz anguleux et de phyllites ; la stratification est convolutive et les figures de charge sont fréquentes. La pyrite est très abondante soit sous forme divisée, soit en couches ou en nodules d'aspect pulvérulent dû à la combustion spontanée des ampélites au contact de l'air.

Ces roches à matière organique abondante d'origine marine (pétalique) se sont déposées en milieu euxinique communiquant avec la haute mer, isolé par des zones d'exhaussement instables et recevant de faibles apports ferrugineux distaux.

### ROCHES FILONIENNES

**Q. Quartz.** La grande majorité des filons de quartz observés se situe dans le Briovérien. Ce sont des quartz blancs laitieux et massifs, sans trace de minéralisation visible. Ils ont souvent une extension kilométrique et leurs directions, proches des directions du Briovérien, varient de N85 à N120.

On observe une concentration de filons de quartz dans le secteur d'Épron au Sud de Nouvoitou ; aucun n'a été observé en place. Ils arment généralement des collines et se suivent en « pierres volantes » par les lieux-dits Laurière et Les Orlais en Saulnières.

**Microgranites porphyriques.** Ils intrudent indistinctement le Paléozoïque et le Briovérien quoiqu'étant un peu plus abondants dans ce dernier. Ils ont une puissance métrique à plurimétrique, une faible extension (quelques dizaines de mètres) et sont très altérés.

Ce sont des roches microgènes porphyroïdes à phase porphyrique à plagioclases séricitisés. La mésostase, microcristalline, est composée de quartz, plagioclase, muscovite, biotite altérée en chlorite\*. Une schistosité marquée par l'orientation préférentielle des phyllites évo-luante en microcristallins, indique le caractère antéctonique de la mise en place de ces roches hypovolcaniques acides dans le Paléo-zoïque ; par contre, les microgranites sont nettement post-ectoniques dans le Briovérien et ne sont pas affectés par la schistosité qu'ils recoupent.

**e. Dolérites (diabases) et metabasites indifférenciées.** Un cortège filonien basique intrude indistinctement les formations briovériennes et paléozoïques. Le filon le plus important est celui de la mine de Pompéan, mis en place à la faveur d'un accident décrochant dextre N160°E impliquant toute la série sédimentaire jusqu'au Silurien. Un autre filon de dolérite intrude le Grès armoricain à Bénioque (Berthois, 1945) ; d'autres filons ont été repérés lors des levés dans le Briovérien. Tous ces filons sont intrusifs et postschisteux, certains cependant, comme celui de Pompéan, sont repris par une phase de déformation cassante inverse tardi-hercynienne.

À Pompéan, la dolérite ouraltisée (ou diabase) présente une texture intergranulaire à ophitique formée par des lattes de plagioclase sub-automorphes turbides, délimitant des espaces interstitiels occupés par d'anciens ferromagnésiens (clinopyroxènes ?) totalement chloritisés. La paragenèse secondaire est composée d'albite, de chlorite et de sphène ; des plagioclases à extinction roulante et des chlorites micro-plissées témoignent de l'environnement tectonique de mise en place de ce corps intrusif\*.

Au Four-Bouffi en Amanlis, le talus d'un chemin récent a entamé un filon de dolérite très altérée intrudant en pseudo-concordance des alternances de grès et sillites jaunes du Briovérien : l'examen attentif des contacts montre qu'il s'agit d'un dyke et non d'un sill. En ce point, le filon a une puissance de 3 m, et développe un léger méta-morphisme de contact.

Localement, l'altération hydrothermale est telle que l'on ne distingue que des vestiges de trame microolithique interstratale (La Vairie en Bourgbarré).

## PALÉOGENE

**e. Paléocène à Eocène continental. Argiles kaoliniques d'altération, fer latéritique et silicifications** (80 à 340 m). Un sondage BRGM implanté dans un chemin creux, à l'Est du lotissement de La Retenue à Chartres-de-Bretagne (353-2-64), a traversé 6,50 m d'altérites argilo-sabieuses remaniées, contenant des pollens de l'Eocène supérieur—

\* Les études pétrographiques ont été effectuées par P. Nehlig, BRGM Orléans.

Stampien inférieur (G. Farjanel, BRGM, inédit) puis, sur 22,50 m, du schiste séricitique argilisé gris, meuble, à niveaux de grès désagrégés. Le substrat sain n'a pas été atteint.

Dans le lotissement, les fondations d'une maison ont fait apparaître sous un sable roux coquillier et un petit banc de calcaire fossilifère miocène, une argille blanche compacte contenant localement des fragments d'hématite, très abondants au sommet du chemin de La Retenue. Cette argille à rognons d'hématite avait été observée au Nord immédiat du chemin, dans la fouille Châtel, par L. Dangeard et Y. Milton (1921, 1922), où elle était ravivée par des faluns attribués au Redonien. J. Estoule-Choux (1967) reconnaissait la nature essentiellement kaolinique de cette argille et attribuait les rognons d'oxyde de fer à des fragments de cuirasse. Des indices d'hématite latéritique sont connus près de Carz en Bruz (Kerforn, 1918) et ont été rencontrés en sondages mêlés à de l'argile, le long du ruisseau de Mortrais à l'Ouest de Lormandière.

Des blocs de grès lustrés remaniés à la base des faluns redoniens avaient été rencontrés dans la fouille Châtel ; des blocs épars, aujourd'hui disparus, gisaient sur le bord de l'ancienne route de Chartres à Noyai, à hauteur du collège. D'autres blocs dispersés ont été repérés dans la région d'Amanlis, à l'Est de la Setche. L. Dangeard et Y. Milton (*ibid.*) les décrivaient comme des grès blancs à structure concretionnée, à cassure lustrée, à grain fin ou grossier, contenant des quartz anguleux dans une matrice à fins éléments siliceux. Ces grès lustrés représentent une formation distincte génétiquement des précédentes (silicification, en climat chaud à nuance aride, d'une formation de transport).

Durant les levés, les travaux de la voie express Rennes—Nantes ont mis à jour à La Lande-de-Tellé en Saint-Erblon, un horizon de grès silicifié lustré (silcète) de 30 cm d'épaisseur, à figures d'illuviation typiques (« coffres ») et grains de quartz observés dans ce grès suggèrent une alimentation par le Sud, provenant du Grès armoricain tout proche. La base cryoturbe du silcète se situe à la cote + 30 m NGF. Il repose sur des petites et siltites plissées du Briovérien, complètement argilisées en ce point.

L'horizon silicifié est surmonté par environ 2 m d'argile siltueuse bariolée, azoïque et aphyrique, d'origine continentale (la fraction sableuse contient des quartz anguleux, des débris de carbonates et de grès silicifiés).

Les relations géométriques de toutes ces altérites continentales avec les formations palustres et marines remplissant le graben de Chartres (fig. 1), montrent que l'action hydrolysante et les processus de latéritisation puis de silicification sont anté-paléocènes (?) à subcontemporains des dépôts subséquents d'âge éocène supérieur—stampien inférieur, ce que confirme la palynologie.

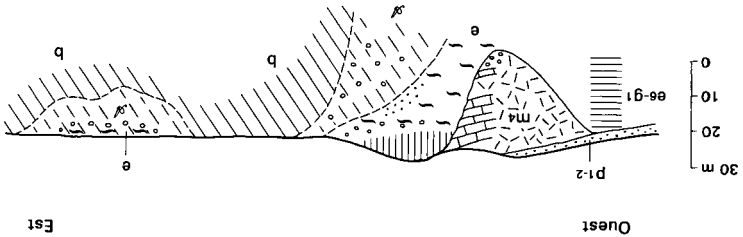


Fig. 1 - Schéma des relations entre les complexes d'altérites continentales paléogènes et les formations palustres et marines néogènes, dans le secteur du Vieux Chartres-de-Bretagne (bordure est du bassin de Rennes)

p1-2 - Pliocène (sables rouges) ; m4 - Miocène (faluns, calcaires, graviers) ; e-g1 - Eocène palustre (argiles à lignite, sables) ; e - Paléocène à Eocène (argiles kaoliniques para-autochtones, latérites et grès lustrés) ; A - Paléocène ? (substrat brovérien ameuilli) ; b - Substrat brovérien sain

L'existence d'un horizon moyennement résistant épais d'environ 300 m, sur le substrat brovérien résistant, mis en évidence par la géophysique dans la partie centrale du bassin (Dubreuil, 1988), pourrait correspondre à des altérites de fond de graben se raccordant à celles de la bordure (fig. 2).

e6-g1. **Eocène supérieur à Stampien inférieur palustre. Argiles (sables inférieurs) et sables** (20 à 110 m). Des remaniements puis l'installation d'une sédimentation palustre à kaolinite succèdent ou accompagnent les phénomènes pédogénétiques (Estoule-Choux, 1983). Une subsidence s'installe dans un graben étroit mais très profond, limitée à l'Ouest par la faille de Pompéan ; cette région restera, au moins jusqu'au Reuvérien, une zone de faiblesse tectonique et un piège à sédiments.

Les argiles kaoliniques sédimentaires les plus anciennes du bassin de Rennes ont été sondées à l'occasion des levés de la carte géologique, au Sud du bassin. L'un des sondages (353-2-60), exécuté sur l'aire de stationnement de La Califorme, en bordure de la RN 137 à 400 m des premiers affleurements de la Formation de Pont-Réan, a traversé 29 m d'argiles sans atteindre le socle. La coupe peut se résumer ainsi :  
 0 à 1 m argile beige tachée d'ocre, compacte ;  
 1 à 5,50 m argile gris-beige, compacte, à débris végétaux ;

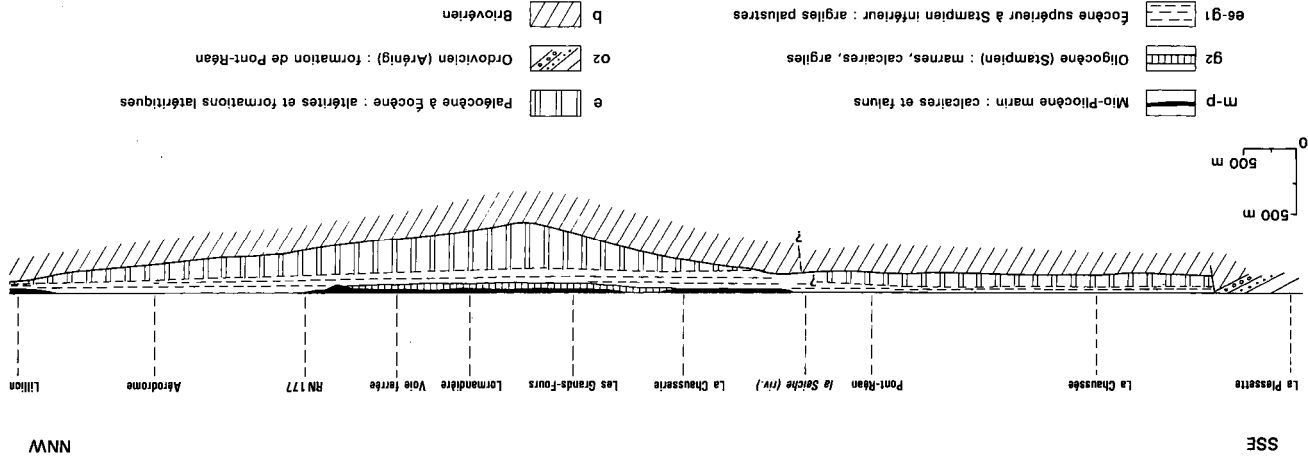


Fig. 2 - Coupe longitudinale du bassin cénozoïque de Rennes-Chartres



5,50 à 11,20 m argile brune à taches lie-de-vin, parfois grumeleuse ;  
 11,20 à 14 m sable moyen quartzeux, gris-beige ;  
 14 à 16,50 m sable argileux brun, fragments de lignite ;  
 16,50 à 26 m argile siliceuse gris verdâtre ;  
 26 à 29 m argile siliceuse gris-vert, pyriteuse, à débris carbonatés.

La rare microflore observée dans ces argiles (G. Farjanel, BRGM) ne contient que deux taxons éocènes (*Triatropollenites engelhardtioides* et *Compositipollenites rhizophorus*), les autres espèces pré-sentes ont une répartition stratigraphique allant de l'Yprésien au Stampien supérieur. Dans ces argiles, le taxon *Cicatricosisporites* gr. *doregensis* (cf. « Mohria ») est absent. On le trouve dans des niveaux plus élevés correspondant aux sapropèles inférieurs, associé à des algues d'eau douce (*Botryococcus*) et à des taxons typiquement oligocènes.

La présence d'un niveau sableux et de fragments de lignite dans le sondage semblerait confirmer que les sédiments tertiaires rencontrés autrefois dans les puits de la mine de Pompéan (alternances argiles-sables et niveaux à lignite) correspondaient à des formations analogues. Les argiles à lignite n'apparaissent en surface que dans la région de Pompéan et à la lisière orientale du bassin à Chartres-de-Bretagne. Par accentuation progressive du confinement du milieu, elles passent à des sapropèles dont le contact avec le socle briovérien a été reconnu dans la région d'Apigné (feuille Rennes), débordant l'accident de Pompéan.

Au Nord de la Seiche, les argiles grises et noires contiennent une microflore beaucoup plus abondante qu'au Sud, et d'âge plus récent ; l'existence d'un accident transversal au niveau de la Seiche accrédirait le fait que la partie nord du graben serait abaissée et que les argiles du compartiment sud représenteraient la base du remplissage sédimentaire.

Des argiles à débris végétaux, brunes, à pyrite et gypse secondaires, définies en 1936 par Y. Milon, se distinguent des argiles subordonnées par leur nature minéralogique (smectites ou assemblages illite-smectite) ; elles sont azoïques mais contiennent une microflore de spores et pollens étudiée par S. Durand (1960) puis par M.F. Ollivier-Pierre (1980). L'assemblage palynologique est caractérisé par l'abondance des pollens de gymnospermes, de pinacées (91 à 93 % de *Pityosporites labdacus*), par la présence d'un taxon marqueur du Stampien inférieur (*Boehlenispollis hohli*) et d'une algue d'eau douce (*Botryococcus*). Cette flore oligocène s'ajoute à une flore à cachet éocène supérieur, caractérisée par le taxon *Cicatricosisporites doregensis* (schizacée) cf. « Mohria » (G. Farjanel, inédit, 1989).

Il n'y a pas de coupure lithostratigraphique nette entre les argiles à lignite et les sapropèles. Il s'agit d'une série comprehensive palustre à caractère subsident ; la nature minéralogique des argiles permet cependant de distinguer les argiles à lignite, essentiellement kaolinifères, des sapropèles à smectite et calcite.

Les sapropèles inférieurs ne sont pas visibles à l'affaiblement ; ces argiles, bien que couvrant une superficie importante au Nord du bassin (région de l'aéroport de Saint-Jacques), sont occultées par un placage continu de sables plicènes, si bien que leur description fait appel à la bibliographie ou aux coupes de sondages. On ne disposait, jusqu'à présent, que de la base du puits de La Rivardière (ou La Kaveriais) en Bruz, publié en 1902 par T. Bezzer décrivant 6 m d'argiles grises et noires azoïques que Y. Milon (1936), appellera « sapropèles inférieurs ». Ces argiles, immédiatement subordonnées aux niveaux marins à *Natica crassatina*, ont été recoupées par plusieurs sondages du BRGM, dont le plus représentatif, réalisé à La Lande-du-Fort en Bruz (353-1-66), a traversé 38 m d'argiles sans atteindre le socle pourtant tout proche. La coupe se résume comme suit, de haut en bas :

0 à 2,50 m sable argileux rouge à graviers (Pliocène) ;  
 2,50 à 17,20 m argiles alternativement siliceuses, ou compactes, grises, noires ou brunes, à passées tourbeuses ou pyritiques, à pollens de *Ficapollis pseudoxcelsus* (Sparnacien à Stampien inférieur) ;  
 17,20 à 21,70 m argile vert pistache (microflore abondante, quelques taxons de l'Yprésien) ;  
 21,70 à 38 m argiles compactes brunes puis grises, pyritiques vers 35 m (microflore peu abondante, et peu caractéristique, quelques taxons éocènes).

L'étude sporo-pollinique ne permet pas de tracer une limite précise entre les formations : l'abondance à tous les niveaux de *Botryococcus* (algue d'eau douce) montre qu'un lac bordé d'une forêt s'est installé dans une dépression depuis le début de l'Éocène jusqu'à l'Oligocène inférieur. Les premières incursions marines du Stampien inférieur sont vraisemblablement contemporaines de cette zone palustre confinée.

**g2a. Stampien inférieur marin. Calcaires à Archiacina et marnes à Natica crassatina** (37 à 75 m). Connus uniquement sur Chartres-de-Bretagne par puits ou fonds de carrières actuellement moyés (Lor-mandière) ou remblayés (Les Grands-Fours ou La Chaussarié), les niveaux de base du Stampien marin sont décrits à partir de la bibliographie récente (Durand, 1960 ; Ollivier-Pierre, 1980).

Succédant aux faciès palustres des sapropèles inférieurs, des alternances d'argiles calcareuses, tourbeuses, de calcaires argileux à miliolites, d'argiles à miliolites et archiacines (= *Penerephlis*) et de calcaires argileux (« marnes à chaux hydraulique ») à *Natica (Amputillinospsis) 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 *Boehleniopsis 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. 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 Chaussaire montraient, au-dessus des marnes à chaux hydraulique, une dizaine de mètres de calcaires grossiers blancs jaunâtre à foraminifères (*Archiacina armorta*, miliolés), gastéropodes (*Cerithium plicatum*, *C. trochlear*), lamellibranchés (*Pectunculus obovatus*), etc. Ces calcaires sont surmontés par 4 m de calcaire sableux blanc jaunâtre à grain fin, à *Potamides lamarki* (faciès saumâtre) associé à des foraminifères, puis par 1 m de calcaire siliceux marin à archiacines.

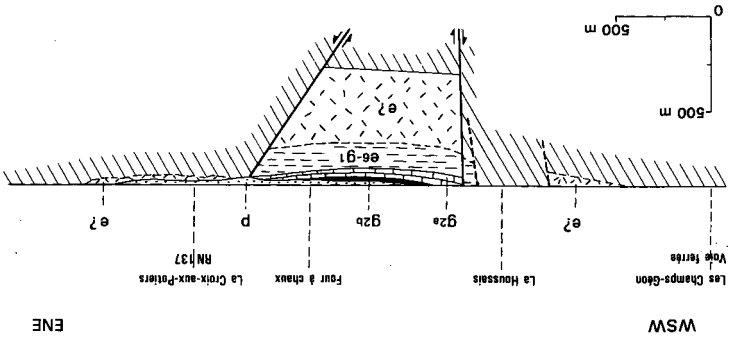
La sédimentation marine est interrompue par un paléosol : le calcaire siliceux à archiacines est mêlé à de l'argile verte à sa partie supérieure. Ce mince niveau d'argile smectique (0,15 m) est surmonté d'un horizon de calcaire noduleux décalifié dans lequel les foraminifères sont mélangés à des mollusques d'eau douce (*Helix*, bithyènes). Les auteurs situent à ce niveau la fin du Stampien marin. Localement, une couche de 0,50 m d'argile bleue à racines, scellée par une surface indurée et onduleuse, matérialise une surface d'exondation au-dessus du calcaire noduleux. Ce paléosol tronque les couches de calcaire grossier, ce qui implique un retrait assez brutal de la mer vers la fin du Stampien inférieur. Cette régression rapide pourrait correspondre à une phase compressive E-W suggérée par J.P. Lefort (1975), et se situerait entre le Stampien inférieur et le Stampien supérieur.

## g2b. Stampien supérieur lacustre. Argiles (sapropèles supérieurs)

(3,80 à 20 m). Visibles très partiellement au sommet de la carrière de Lormandière, des argiles reposant sur la surface durcie des calcaires du Stampien inférieur sont brunes et dépourvues de carbonate. Des descriptions plus détaillées figurent dans la bibliographie (Durand, 1960). La coupe de Lormandière publiée par G. Vasseur (1881) montre nettement la discordance entre les calcaires du Stampien inférieur et les argiles sapropéliennes attribuées plus tard (Dangeard et Milon, 1922) au Stampien supérieur. Ces argiles sont ravinées soit par des faluns miocènes, soit par des sables rouges pliocènes.

Les nombreux sondages réalisés dans le bassin pour l'étude de la nappe aquifère (Brunel, 1971) montrent une surépaisseur des sapropèles à proximité de la faille (16,50 m) alors qu'ils sont très réduits (3,80 m) à Lormandière et à La Chaussaire (1,50 m). Il faut toutefois se référer aux travaux de G. Vasseur (*ibid*) de F. Kerforné (1919) puis de C. Dangeard et Y. Milon (*ibid*) pour avoir une coupe de cette formation étayée par la paléontologie. La coupe la plus complète était celle de la carrière de Lormandière, mais c'est à La Chaussaire

Fig. 3 - Coupe transversale du demi-graben du demi-graben cénozoïque de Rennes-Chartres



Les empreintes végétales recueillies à La Chaussassière et à Lorman-dièrre sont des éléments d'une flore lacustre (Depape, 1924) : *Nymphaea*, *Nelumbium*, *Brasenia* (nénuphar). Elles sont associées à des poissons d'eau douce percoides (*Smerdis*, *Properca*) ainsi que les genres *Palaeoathrina* et *Dapaloides* (Gaudant, 1989), des concentrations de limnées, potamidés, planorbés, alternent avec des lits à ostracodes. Les caractères de la microflore, étudiée par M.F. Ollivier-Pierre (1980) : abondance des gymnospermes disséminées, rareté des myricacées, présence du marqueur *Boehlenisipollis hohli*, permettent d'attribuer un âge stampien supérieur aux saptopèles supérieurs du bassin de Rennes.

— surface durcie et corrodée des calcaires oligocènes.  
 — argile calcaire grisâtre (1,10 m) ;  
 — argile jaunâtre (0,40 m) ;  
 — lit onduleux et ferrugineux (0,01-0,02 m) ;  
 — calcaire argileux jaune crème (0,50 m) ;  
 — lit décalcifié brun-jaune à empreintes de cristaux de gypse (0,10 m) ;  
 — argile jaune-ocre (0,50 m) ;  
 — pyrite noirs (1,80 m) ;  
 — argile verdâtre à empreintes de cristaux de gypse et rognons de d'eau douce, colonies de *Botryococcus* (faciès saptopèle) (1,20 m) ;  
 — oogones de *Chara*, lits à poissons, à ostracodes ou à mollusques ;  
 — argile ligiteuse varvée noire, à pyrite et gypse, débris végétaux, argile verdâtre, panachée de rouge à la partie supérieure (1 m) ;  
 — jacents (Plio-Quaternaire) (1 m) ;  
 — alluvions sablo-graveleuses rubéfiées ravinant les niveaux sous-Du sommet à la base ;  
 que les travaux paléontologiques les plus détaillés ont été réalisés.

Le dépôt des sapropèles supérieures marque le retour d'une sédimentation lacustre interrompue par l'épisode marin des calcaires à archiacines du Stampien inférieur. Le cycle paléogène se termine donc dans le bassin de Rennes au Stampien supérieur. Toute cette période est marquée par l'instabilité relative du socle où les grands accidents N160°E (faille de Pontéan) ont contrôlé, par rejeux successifs, la sédimentation tantôt continentale et subsidente, tantôt marine et transgressive puis de nouveau continentale. L'un de ces mouvements peut être situé dans une période comprenant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur : la faille recoupe les sapropèles supérieures (Stampien supérieur) et est recouverte par les faluns serravalliens (fig. 3).

## NEOGÈNE

### Miocène moyen

#### m4. Serravallien supérieur. Faluns et calcaires à *Lithothamnium*

(0 à 65 m). Les sapropèles supérieures, formation oligocène la plus récente, sont entre autres ravines par une formation biodétritique marine analogue aux faluns « helvétiques » de Touraine (Serravallien supérieur). Les affluèvements de faluns ne dépassent guère l'aire d'extension des sédiments cénozoïques du bassin de Rennes, ce qui laisse supposer que le graben a une fois de plus guidé une transgression marine et joué le rôle de piège à sédiments.

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 (*Hallithium*, *Dinothertum*, *Mastodon*). Le cortège de minéraux lourds des faluns du bassin de Rennes se caractérise par l'abondance des zircons et du rutile, ce qui suggère une alimentation provenant du Crés 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.

Le contact avec les formations sous-jacentes est très irrégulier et chargé de galets ou de blocs, comme cela avait été observé à la carrière des Grands-Fours en Chartres-de-Bretagne (Dangeard et Millon, 1926). Des surfaces à perforations de mollusques lithophages et concrétions ferrugineuses indiquent dans cette carrière l'ancienne ligne de rivage (cote +39 m NGF).

Lors des levés, les fondations d'un lotissement en construction au début du chemin de La Reine en Chartres-de-Bretagne ont permis de relever la coupe suivante : de haut en bas :  
— limon sableux brun, un peu graveleux, débris coquilliers (sur 0,50 m) ;

m-p. **Sables et argiles smectitiques à faune marine de Poligné.** Signalé par T. Bezler en 1914 et 1920, le gisement du Chêne-Doret en Poligné n'était connu que par la description des déblais d'un puits creusé dans la cour de la ferme. Cet auteur y indiquait, sans autres précisions, du calcaire et des argiles sablo-calcaires subordonnées et attribuait un âge redonien à ce gîte d'après les caractères de la faune. En 1916, F. Kerforné donnait des indications sur cette faune :

### Mio-Pliocène

En ce point, situé à l'Ouest de la faille de Pontpéan, la base des faluns est à la cote +13,4 m NGF, alors qu'à l'Est de la faille elle atteint localement la cote —28,4 m NGF. Ceci met en évidence une tectonique distensive E-W post-serravallienne, faisant rejouer des failles hercyniennes orientées N10°E et N160°E (Gros et Limasset, 1984).

Les indices de Chanteloup et de La Claye décrits par G. Vasseur (1881) ne sont repérables que grâce à quelques fragments calcaires dans les labours. Par contre, celui de Haut-Carcé a été sondé par le BRGM. Sous 5 m d'alluvions rubéfiées (haute terrasse) reposent 9 m de sable argileux jaunâtre, grossier, à débris de bryzoaires, lamellibranches, échinides et serpulides. Le falun est décarbonaté sur 0,60 m d'épaisseur sous les alluvions. À la base, un horizon de sable fin verdâtre, de 0,10 m d'épaisseur, repose sur une argille sableuse grise-bien à débris ligniteux contenant quelques pollens de *Chenopodipollis* sp., espèce peu caractéristique associée toutefois, dans d'autres sondages réalisés dans le bassin, à des taxons éocènes. Cette argille, épaisse d'environ 3 m, passe progressivement à une argille kaolinifère fine grise-bien, considérée comme une altérite de schistes brivoériens.

Les faluns sont localement consolidés de façon très aléatoire, principalement aux abords de la carrière des Grands-Fours, où les *Lithothamnium* constituent de véritables « récifs ».

Le milieu de dépôt indiqué par la faune contenue dans le sable, va de l'infralittoral à proximité d'un herbier jusqu'à un domaine de plage. Le sable contient une faune qui par ses caractères se rapporte au Mioène moyen, mais dont certaines espèces persistent jusqu'au Pliocène.

—sable jaune micacé, argileux, parfois induré, à *Pectunculus* des *hayesi*, *Ostrea edulis*, foraminifères benthiques\* (*Elphidium macellum*, *Ammonia beccarti*), ostracodes (0,50 à 2 m) ;  
— banc de calcaire dur à grains de quartz (agglomérat de débris de bryzoaires, algues, lamellibranches) (0,20 m) ;  
— (+25 m NGF). Argile compacte blanchâtre à crème à nodules d'hématite (altérite paléocène) (sur 0,20 m).

côtes d'Halibierum, dents de *Chrysophrys* (poisson), petites *Ostrea* petits *Chlamys*, *Lithothamnium*, etc. Allix (1920) y signalait la présence de foraminifères (polymorphines tubuleuses) en suggérant que ce gi-  
sement pouvait se rapporter à l'Helvétien (= Serravallein).

Deux sondages effectués durant les levés par le BRGM ont permis de constater que cet indice est de très faibles dimensions (300 x 100 m), les épaisseurs étant respectivement de 4 à 9,20 m. Les sédiments reposent sur des schistes séricitiques altérés à fragments de quartz et de grès (cf. Schistes de Riadan). La coupe du gisement est la suivante, de haut en bas :

- argile silteuse rougeâtre à grisâtre, graviers de grès (0 à 2 m) ;
- argile compacte grise panachée d'ocre et de rouge, passées noitrées (2 à 5,20 m) ;
- argile silteuse beige à concrétions carbonatées dures, devenant sableuse vers 6,80 m (5,20 à 7,80 m) ;
- sable jaunâtre graveleux, un peu argileux (7,80 à 9,20 m) ;
- schistes altérés gris-rose à fragments de quartz et grès (9,20 à 11 m).

Les minéraux phylliteux des argiles sont dominés par les smectites accompagnées par des interstratifiés, de la kaolinite et de l'illite. La lithophase comprend des débris de calcite et de limonite, ainsi que de très grains de quartz ronds ; la biophase est composée de débris roulés de bryozoaires, d'échinides, de peccinides. La microfane, outre des ostracodes, comporte des foraminifères benthiques, abondants dans l'argile à concrétions : l'association est largement dominée par les *Elphidium* juxtaposés à *Ammonia*, *Monspeliensina* et d'autres petites formes classiques du Néogène (determ. C. Jéudy de Grissac). Le contenu palynologique (determ. G. Farjanel), très rare, est représenté presque exclusivement par des pollens de conifères : *Pinus diploxyylon*.

La présence du foraminifère *Monspeliensina pseudolepida* (forme B de J.P. Margerel) semblerait confirmer l'âge pliocène de ce gisement ; les formes miocènes observées par les anciens auteurs proviennent vraisemblablement du sable graveleux de base : l'aspect brisé et roulé des fragments observés montre qu'il s'agit d'un remaniement. Le milieu de dépôt est infralittoral proximal en bordure de plage à proximité d'un herbier.

Les cotes NGF du mur du gisement sont situées dans les deux sondages respectivement à +48,3 m et +53,5 m. Un ancien puits creusé à l'Ouest des bâtiments à 8,5 m de profondeur, donnait une eau ferrugineuse, ce qui suppose la présence d'une faille à proximité de cette « poche » néogène.

## Pliocène

La plus extrême confusion régnant dans la bibliographie antérieure à 1986 au sujet du Redonien, il ne sera tenu compte dans cette notice

que des subdivisions proposées par le colloque du Comité français de stratigraphie (Rennes-Nantes, septembre 1986). Le cycle sédimentaire du Pliocène est essentiellement marin et se résume en deux séquences principales : la séquence basale, à faune « froide », est sableuse et transgressive (sables gris puis rouges) : elle est surmontée localement par une séquence argileuse dont la faune et la microflore enregistrent, du Reuvérien au Prétiglien, un changement climatique plus froid marquant le début du Pliocène.

Une phase continentale succède à la transgression de la mer des faluns « helvétiques ». Elle a été mise en évidence par F. Kerforne (1920) à la carrière de La Garenne-de-Pan en Bruz, où l'on voyait à l'époque les sables pliocènes ravinant les faluns à *Lithothamnium*, ces deux formations étant séparées par un horizon d'argile brune à galets de grès et concrétions ferrugineuses fossilifères. L'existence d'un paléosol est attestée par un sondage réalisé vers 1971 en bordure ouest de la RN 137 à Chartres-de-Bretagne, au Nord-Est de la carrière des Grands-Fours : les faluns miocènes sont couronnés par un niveau de 0,80 m de nodules de calcaire siliceux à algues, puis par 0,20 m d'argile brune, compacte, surmontée par les sables bruns et rouges pliocènes.

Au Vieux-Chartres, Y. Milon et L. Dangeard (1922) décrivaient le contact du Pliocène (qu'ils plaçaient dans le Miocène supérieur) ravi-nant les altérites éocènes et contenant, parmi des galets de quartz et grès, des blocs de grès ladders, des côtes *d'Halithertum* et des dents de poissons « helvétiques » (Redonien « archaïque »).

La séquence sommitale du cycle pliocène n'est observable que très localement : des argiles siliceuses du type redéfini récemment (Fourniguet *et al.*, 1989) à Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan) comme apparaissant au Reuvérien et au Prétiglien (Pliocène II et III), succèdent en continuité de sédimentation aux sables du Pliocène inférieur (Pliocène I) qui sont azoïques en ce point.

Ces sables, subordonnés aux argiles du Reuvérien, ont livré en de nombreux points une faune « chaude » décrite comme redonienne et correspondant au Pliocène I. Certaines séquences argileuses, intercalées dans les sables, pourraient préfigurer l'épisode reuvérien, cette hypothèse nécessitant de reprendre le problème par des études palynologiques.

**p1-2. Reuvérien. Faluns et sables azoïques glauconieux.** La carte géologique Rennes à 1/80000 (3<sup>e</sup> édition, 1966) signalait des gisements redoniens (sic) ponctuels dans et autour du bassin tertiaire de Rennes. La plupart de ces indices correspondent à des sables fins glauconieux gris, parfois agglomérés et pyriteux, très fossilifères et apparemment subordonnés aux sables rouges ; ces derniers sont fossilifères à leur base, glauconieux et rouges par oxydation. Il s'agit en fait de la même formation, rubéfiée et décalcifiée lorsqu'elle se trouve au-dessus du niveau hydrostatique (Dollfus, 1903) ; les concrétionnements allo-



tiques marquent les fluctuations de ce niveau et conservent parfois des empreintes de fossiles. Les sables gris, jaunes ou rouges sont marins, à caractères transgressifs (minéraux lourds allochtones) et à faune « chaude » (foraminifères piocènes : *Eponides frigidus*, et byozoaires) caractéristique du Redonien « chaud » ou Pliocène III, dans lequel subsistent des espèces miocènes.

Un certain nombre de gisements fossilifères entre dans cette catégorie : partie inférieure des sondages de Saint-Jacques-de-la-Lande (Temple du Certsier, Lillion), La Garenne-de-Pan, Carcé, Vieux-Char-tes. Le stratotype d'Apigné (feuille Rennes) serait quant à lui situé dans une phase « froide » (Pliocène III) d'après la composition isotopique des coquilles de bivalves (Lauriat-Rage et Grazzini, 1977).

Les marnes et sables fossilifères ont une fraction argileuse dominée par la montmorillonite associée à de la chlorite gonflante ; par contre, les sables rouges sont caractérisés par un assemblage kaolinite-illite, (Estéoule-Choux, 1967), marquant ainsi une nette différence de sédimentation dans la même formation. Toutefois, cette différence n'est peut-être qu'apparente et liée à des altérations minéralogiques postérieures (décalcification, altération de la glauconite, transformation des montmorillonites).

Le bassin de La Groussinière au Theil-de-Bretagne, situé au Nord de Sainte-Colombe, présente une disposition « classique » : reposant sur un socle brivoérien de schistes faillés à 50,58 m de profondeur, une formation de sables assez grossiers quartzeux et glauconieux gris, fossilifères, argileux à leur partie supérieure, est surmontée localement par un horizon d'argile noire à débris végétaux (0,40 à 1 m) puis par une formation azoïque de sables quartzeux fins, glauconieux et micacés, jaunes à bruns (7 à 18 m). L'argile noire à débris végétaux indique une pose dans la sédimentation marine, avec localement des apports d'origine continentale correspondant à une phase de comblement du bassin. Comme pour le bassin proche de la forêt du Theil en Retiers, le gisement est contrôlé par des failles dont un ultime rejeu progressif aurait ramené la sédimentation marine dans la région. Un paléosol, visible dans la carrière de La Sablonnière proche de la laiterie de Retiers (feuille La Guerche), couronne les sables inférieurs du bassin de la forêt du Theil ; il est surmonté par des sables ocres graveleux, représentant sans doute le faciès régressif du Pliocène marin, que l'on retrouve également à La Groussinière.

La faune de La Groussinière, recueillie et étudiée par J.P. Margerel *et al.* (1972), est composée de bryozoaires, spongiaires, gastéropodes, bivalves, foraminifères, ostracodes, échinides (Redonien « froid »). Dans la partie sud du gisement, au niveau de la ferme de la Forêt, deux sondages ont trouvé du sable vert glauconieux sous les sables argileux et reposant sur le socle brivoérien. Ce niveau est analogue à celui décrit par S. Durand (1960) à la forêt du Theil, que cet auteur rapprochait des sables fossilifères du moulin d'Apigné. Par contre, pour A. Lauriat-Rage (1981), l'âge du gisement de La Groussinière

serait postérieur à celui d'Apigné (Prétiglien), alors qu'au Theil, un horizon argileux situé au sommet des sables donne un assemblage pollinique à caractère reuvertien (Morzadec-Kerfourn, *in* Fourniguet *et al*, 1989).

**PG. Pliocène indifférencié. Galets, sables azoïques jaunes ou rouges.** De nombreux petits placages de sables jaunes ou rouges, avec galets de base, parsèment la région ; ils sont incontestablement d'origine marine (trous de mollusques perforants recouverts par des sables rouges à la cote +80 NGF signalés à Launay en Chanteloup par Y. Milon et G. Lucas, 1933), et contiennent de la glauconie en relative abondance. Leur attribution au cycle pliocène est établie à partir d'observations anciennes (Kerfourn, 1920) à La Garenne-de-Pan en Bruz, où les sables à plaquettes ferrugineuses fossilifères du Redonien ravinèrent les faluns à *Lithothamnium* décalcifiés de l'« Helvétien ».

L'attribution de tous les sables, rouges ou non, ainsi que certaines argiles plus récentes, à l'étage Redonien défini à Apigné par G. Dollfus en 1900, a conduit à une extrême confusion dans la littérature géologique. L'absence de critères paléontologiques nous oblige à distinguer ces affleurements azoïques de ceux bien « calés » qui ont été étudiés dans la région.

La répartition altimétrique de ces sables est assez différenciée, mais ne dépasse pas la cote +100 NGF (indice de La Pocheitière en Laillé). Localement, aux alentours du Petit-Fougerey, de part et d'autre des rives escarpées du ruisseau de l'Étang-Normand, les placages de sables sont tous situés à la cote maximum +80 NGF ; la présence de trous de pholades recouverts par ces sables laisse supposer qu'il s'agit là d'une ancienne ligne de rivage, que la tectonique récente ne semble pas avoir perturbée.

**PA. Pliocène indifférencié. Argiles.** Sont provisoirement intégrés au Pliocène, des placages ou des poches d'argiles litées kaolinifères, siliceuses, rouges ou bariolées, reposant sur des galets ou des gravillons (parfois des blocs subanguleux).

La base de cette formation se situe à des altitudes diverses (+60 NGF à Bourgbarré, +50 NGF à La Corbinats en Laillé, +55 NGF et +90 NGF à Maleroche en Guichen, +85 NGF au Mortier en Pancé, +60 et +65 NGF à Chanteloup, +85 NGF au Mortier en Piechâtel).

L'intégration de ces argiles au cycle pliocène se réfère au gisement des carrières d'Aucfer à Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan), où ces argiles siliceuses reposent à la cote +60 NGF sur des sables marins jaunes azoïques avec galets de base, encroûtements ferrugineux du substrat et trous de pholades (*cf* Feuille Redon, 1984).

## FORMATIONS SUPERFICIELLES

☞ **Altères argileuses non datées.** Le substrat brivoérien est largement et profondément altéré, beaucoup plus que le Paléozoïque constitué de faciès plus résistants. En général complètement argilisé, le substrat conserve parfois sa texture ; des traces de remaniements des altères sont observables, particulièrement en bordure du graben de Chartres, où elles sont recouvertes par des sédiments éocènes. Certaines altères peuvent cependant avoir un âge plus récent en relation avec les actions périglaciaires quaternaires. Pour ces raisons, n'ont été distinguées dans cette notice que les altères relativement datés, les autres étant provisoirement considérées comme des formations superficielles récentes.

**Fw. Haute terrasse. Galets, graviers, argiles silteuses rouges du Cromérien.** Un système alluvial ancien est installé dans le bassin de Rennes vers la cote NGF +30 m et à 42 m NGF à Saint-Malo-de-Phily (feuille Bain-de-Bretagne) qu'une industrie lithique en place a permis de dater du Cromérien *l.s.* (Monnier *et al.*, 1981). En ce point, la terrasse repose sur des sables pliocènes et sa base est à 35 m au-dessus du cours actuel de la Vilaine. Les alluvions, rubéfiées, sont composées de cailloux et galets mêlés à du sable brun ou jaune. Des lambeaux de cette terrasse ont été confondus, dans la région de Bruz, avec les sables pliocènes.

Une coupe analogue a été levée dans un talus du CD 39 de Bourgbarré à Lanay-Garnier ; la base de la terrasse située à 4-40 m NGF repose sur des alternances de grès et siltites vertes du Brivoérien. De haut en bas (coupe visible) :

- sol brun à débris de grès (0,50 m) ;
- argile silteuse ocre (2 m) ;
- argile silteuse blanc jaunâtre (0,90 m) ;
- galets emballés dans une argile rouge (0,10 m) ;
- gravillons indurés (allios) (0,30 m).

Le sommet de cette terrasse est situé à +47,5 m NGF. La disposition étagée de ce système alluvial implique une phase érosive importante chronologiquement placée entre le Cromérien et l'Elstérien : à Saint-Malo-de-Phily, le toit des alluvions cromériennes est érodé puis tronqué par un paléosol, lui-même recouvert par des colluvions argilo-silteuses rouges cryoturées (fentes de gel) lors d'une phase froide ante-elstérienne.

**Fx. Moyenne terrasse. Alluvions rouges, formation de base à blocs démesurés du Riss (Saalien).** La terrasse Fx ne se distingue de la terrasse Fy que par la couleur plus ou moins rouge de ses alluvions, due à l'altération de la chlorite et à la mobilisation des hydroxydes de fer dans les sols durant l'interglaciaire Riss-Würm.

La nature pétrographique des éléments grossiers de cette terrasse est la même que celle des alluvions Fy ; les minéraux lourds ont la même origine, toutefois la hornblende y est altérée en épidote.

Dans le val de Vilaine, les alluvions rouges, épaisSES de 5 à 6 m, reposent sur les alluvions grises et sur un substrat irrégulier de schistes briovériens recoupé localement par des chenaux de sables rouges pliocènes. Les alluvions Fx sont beaucoup moins épaisSES dans les vallées du Meu, de la Seiche et du Semnon (de l'ordre de 1 à 2 m). Dans le secteur des méandres de la Vilaine, les alluvions de la terrasse Fx tapissent les rives convexes ; elles reposent sur un niveau de base grossier à blocs métriques autochtones arrachés aux rives (Le Mortier en Bourg-des-Comptes), dans la traversée des synclinaux paléozoïques.

L'altitude absolue de cette terrasse se situe vers +20-25 m NGF sur tout le cours de la Vilaine depuis Chavagne jusqu'à Pléchal, et vers +35-40 m NGF dans la vallée de la Seiche, aux alentours d'Amanlis.

Le dépôt du matériel de la moyenne terrasse pourrait correspondre à la glaciation de Saale (Riss) (Jigorel, 1978).

**Fy. Basse terrasse. Alluvions grises du Wurm (Weischélien).** Une reprise de l'érosion marque la fin de l'interglaciaire Riss-Wurm ; à sa suite, une nouvelle terrasse s'établit dans le bassin de Rennes le long de la Vilaine et de ses affluents le Meu et la Seiche, en amont de Pont-Réan. La largeur du bassin et son faible relief ont favorisé la divagation des rivières qui ont développé un système de chenaux anastomosés (Jigorel, 1978) : les alluvions sablo-graveleuses grises sont formées d'un enchevêtrement de lentilles de granularités très différentes. Elles surmontent les alluvions rouges dans le val de Vilaine. La moyenne terrasse débordant largement sur les rives surbaissées de la région, les terrasses apparaissent emboîtées, la basse terrasse ayant érodé et brassé les éléments de la terrasse rissienne, ce qui est corroboré par les grandes variations d'épaisseur des alluvions (de 2 à 6 m).

L'altitude absolue actuelle de la terrasse Fy se situe vers +17-20 m NGF dans le val de Vilaine, vers +35 m NGF dans la vallée de la Seiche et vers +10-20 m NGF dans les méandres de la région de Bourg-des-Comptes.

La nature pétrographique des composants de la fraction graveleuse traduit le substrat traversé : en amont de Pont-Réan on trouve du quartz filonien, des quartzites, des grès et des schistes issus du Briovérien ; en aval, la fraction grossière se charge de fragments de silts-tones rouges, de schistes ardoisiers et de quartzites de l'Arénig.

Le cortège de minéraux lourds confirme cette origine locale des apports, avec en particulier une augmentation du taux de hornblende issue des filons de dolérite qui intrudent le Briovérien, en amont de la cluse de la Vilaine. Le zircon devient abondant dans les méandres, au passage des bancs de Grès armoricain.

Par comparaison avec d'autres dépôts mieux datés, les alluvions grises sont attribuées au Würm (Weischéhen).

**FZ. Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes holocènes, tourbes.** À partir de la fin de la période Atlantique, toute l'étendue du lit majeur actuel est recouverte en période de crue par des limons de débordement pouvant atteindre 1,50 m d'épaisseur au niveau de Chavagne et plus de 3 m à La Grande-Feuille à l'approche de Pont-Réan. Le cortège minéralogique de la fraction argileuse de ces limons est dominé par la montmorillonite associée à de l'argile micacée et de la kaolinite ; en surface, la vermiculite domine, sous l'influence de la pédogenèse actuelle.

Dans le bassin de Rennes, la largeur du lit majeur de la Vilaine et de ses affluents le Meu et la Seiche, favorise le déplacement permanent des chenaux lors des grandes crues. Le remplissage des chenaux est composé d'une alternance de sables grossiers gris, de limons bleus et de sables et graviers à stratifications obliques qui ravinent les alluvions grises de la basse terrasse.

Des tourbes quaternaires sont signalées par P. Lebesconte (1896) à La Chaussaire, puis plus précisément dans les carrières de La Marionais à Chartres (Lebesconte, 1898) où il relève la coupe suivante, de haut en bas :

- tourbe à plantes nombreuses et arbres entiers (coétrons) (3 à 4 m) ;
- argile tourbeuse à empreintes nombreuses (tiges, feuilles, graines, etc.) (4 m) ;
- sables fins pliocènes (20 à 25 m).

L'emplacement précis de cette coupe est inconnu. Pour M.T. Morzadec-Kerfourn (1973), la sédimentation tourbeuse débute au Tardiglaciaire, s'interrompt avant la fin de cette période, pour ne reprendre de façon très intense qu'à l'Atlantique.

Le dépôt des tourbes de La Marionais se situerait à la fin de celui des alluvions grises Fy et au début de celui des alluvions récentes Fz.

**C. Colluvions à graviers roulés holocènes de fond et de tête de vallon.** Dans les dépressions schisteuses, la charge en particules argileuses est supérieure au débit des ruisseaux ; la faible pente provoque un colmatage des fonds de vallon par des argiles dérivées des altérites paléogènes, très épaisses en particulier dans le bassin de Rennes. Ces colluvions se chargent de galets ou de graviers à proximité de passages gréseux ; leur épaisseur est très variable (de 1 m à 6,80 m à La Chaussée en Saint-Erblon).

L'analyse cartographique montre que les formations briovériennes sont affectées par une déformation simple modérée en plis coffrés d'ordre kilométrique à plurikilométrique, de directions variant de N70°E à N100°E, séparés par des zones plissées plus intensément en plis droits ou déjetés, d'ordre métrique à hectométrique. Cette

## Déformation

### EVOLUTION HERCYNIENNE

### EVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Non signalés par L. Davy (1913), trois petits *amas de scories* (XFe) ont été repérés durant les levés à Carcé en Bruz, vers La Tenne-hais en Saulnières et à L'Ardouais en Pléchaël. Deux d'entre eux sont situés près d'une rivière et d'un gué, le troisième à proximité de chemins antiques. Il n'y a aucun gisement de fer connu en relation avec ces amas.

**X. Dépôts anthropiques.** Les schlamms de la mine de Pontpéan ont été nivelés dans les années 1950. Il subsiste néanmoins une certaine épaisseur de déblais quartzo-sulfureux parsemés de trous d'eau dans toute la zone comprise entre l'ancien bras de la Seiche et le puits Républicain. Les remblais de l'usine Citroën de La Janais n'ont pas été figurés pour ne pas surcharger la carte.

**S. Formations de pentes soiffées (head).** Au Nord de Laille, le contact entre la série rouge de Pont-Réan et le Grès armoricain est masqué par un dépôt d'argile beige à blocs de quartzites. Ce head à blocs est d'origine périglaciaire et associé à la dernière glaciation du Würm. Les géographes (Meynier, 1958) ont cru voir d'autres coulées de solifluxion à La Cheminats en Goven et à La Crémelière au Petit-Fougerey : il s'agit en réalité d'affaissements en place de quartzites du Briovérien.

Des limons micacés bruns, sans doute en partie d'origine éolienne, ont été reconnus dans la région de Saint-Aubin-du-Pavai : ils ont une épaisseur variable, de l'ordre de 1,50 m au maximum, et se distinguent des altérites par l'aspect bimodal de leur courbe granulométrique montrant un net remaniement, surtout à la base où l'on trouve des fragments de substrat.

**Cf. Limons colluvionnés dérivant d'alluvions de la haute terrasse et limons des plateaux.** Autour du village de Chavagne, dans la zone de confluence de la Vilaine et du Meu, se sont développés sur la haute terrasse Fw des limons sableux jaunâtres, homogènes, épais sur les pentes (2 m à La Théalais) ; en surface, le limon est colluvionné et se charge de petits graviers. L'épaisseur péliculaire des limons des autres terrasses n'a pas été prise en compte pour la cartographie.

Fig. 4 - Stéréogramme des pôles de plans de la schistosité S1

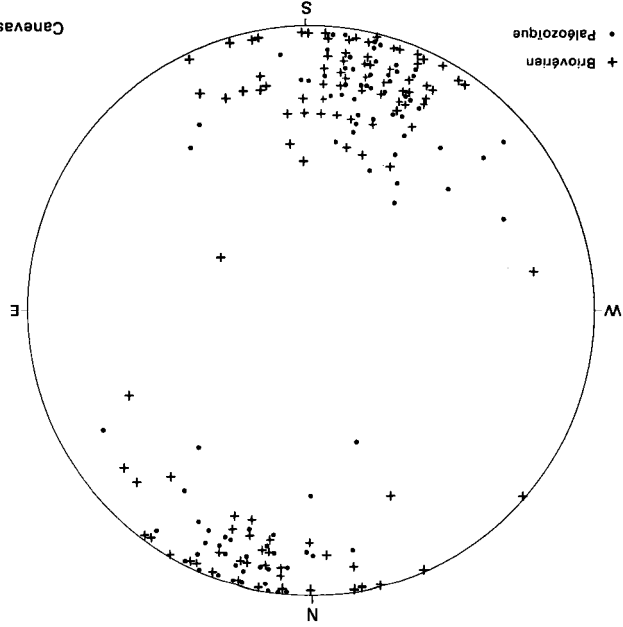
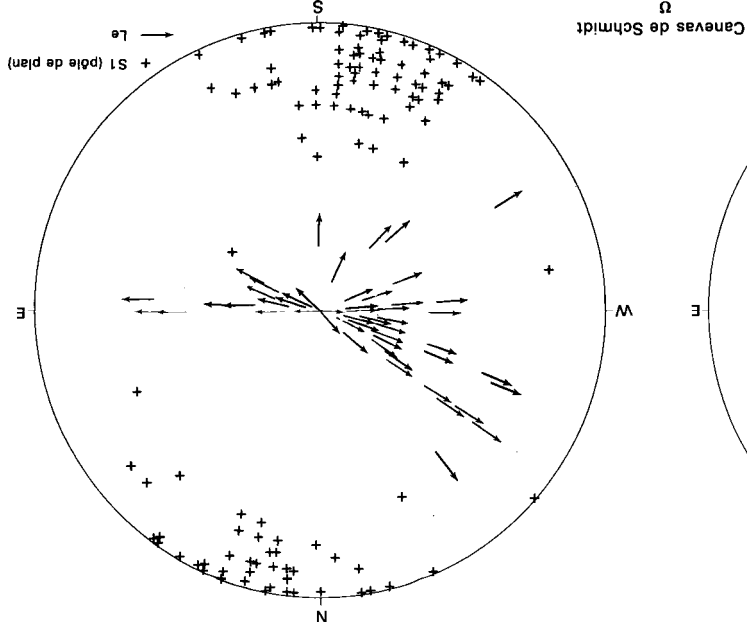


Fig. 5 - Stéréogramme montrant les basculements et la dispersion des linéations Le par rapport à la schistosité S1 dans le Brevorien



tendance au resserrement des plis s'accroît vers le Sud, de Janzé à la bordure nord du synclinal de Martigné-Ferchaud.

La longueur d'onde des plis s'accroît mal avec la caractérisation d'unités régionales. On peut cependant définir :  
— l'anticlinorium de Châteaugiron ;  
— le synclinal de Janzé, bordé sur son flanc sud par l'anticlinal de Brie et relayé à l'Ouest par le synclinal de Chanteloup et la plature de Corps-Nuds.

Par opposition, les structures du Paléozoïque sont mieux individualisées et ont une direction moyenne constante N90°E à N105°E avec toutefois un style de plis analogue, marqué par les différents comportements rhéologiques des unités lithologiques. L'unité principale est le synclinal de Martigné-Ferchaud, constitué d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux en relais se fermant à l'Ouest sur la terminaison anticlinale de Saint-Senoux. Au Nord, le synclinal de Guichen est tronqué sur son flanc sud par l'anticlinal de Bénioque qui matérialise un important accident.

### Evénements précoces (D0)

Une disharmonie cartographique se manifeste surtout entre Orgères et Le Petit-Fougerey où les structures paléozoïques sont nettement sécantes sur les structures plissées du Briovérien ; cette phase « anté-rière » n'est accompagnée d'aucune schistosité précocée, le plan d'anté-sotopie principal étant celui de la schistosité hercynienne S1 dans les deux structures (fig. 4).

L'hypothèse d'une tectonique distensive en bloc basculés lors de l'ouverture d'un bassin d'âge ordovicien précocé, limité au Sud et au Nord par des flancs redressés, a été émise récemment (Ballard *et al.*, 1986) ; cette tectonique distensive pourrait expliquer les plissements différents des Inéations L1 et leur dispersion sur les plans de schistosité S1 du fait des plongements anté-D1 de la stratification, observés dans le Briovérien de la feuille Janzé (fig. 5).

L'influence, sur les épaisseurs de la formation rouge, de paléoreliefs liés à la succession des plis synclinaux et anticlinaux du Briovérien n'est cependant pas à exclure.

Les variations de plongements des Inéations L1 et des axes de plis synschisteux D1 (de 7 à 30° vers l'Est ou vers l'Ouest) pourraient être également imputées à l'existence d'une phase de plissement anté-schisteuse, qui existerait aussi dans les formations paléozoïques (*cf.* schéma structural).

Le seul exemple probant d'une déformation anté-schisteuse du Briovérien est celui de la carrière de La Pierre-au-Diable en Orgères, où l'on observe des siltites vertes affectées de plis isoclinaux dont le plongement axial est de 25° au 315 (NW) ; ces plis sont recoupés par



La disharmonie cartographique du Paléozoïque sur le Briovérien est nette entre Orgères et Le Petit-Fougeray. À l'Est de cette localité, les structures se parallélisent, la discordance devient difficile à caractériser dans ce secteur.

Le style des plis varie en fonction du comportement rhéologique des lithofaciès : les quartzites du Grès armoricain, très compétents, se présentent en plis droits isopaques de grande longueur d'onde, parfois coiffés : les schistes sont déformés par aplatissement et montrent souvent des plis métriques en particulier dans les charnières des mégasstructures. Les grès de la Formation du Châtelier, moins épais et moins compétents, présentent de nombreuses structures disharmoniques à courte longueur d'onde à flancs sud parfois cisailés.

Les linéations d'intersection L1 sont subhorizontales dans le Paléozoïque et parallèles aux axes des plis ; dans le Briovérien, leur direction est en moyenne N110°E, les plongements relativement faibles sont orientés vers l'Ouest, avec quelques inversions locales. Il n'a pas été observé de linéation dérivée dans les poudingues de type Gourin ; par contre, les poudingues de type Montfort montrent une composante dérivée subhorizontale et parallèle aux mégasstructures, déjà observée par E. Bolelli en 1951.

Il s'agit principalement d'une schistosité de fracture dans les niveaux les plus compétents (type 1 de C. Le Corre, 1978) avec début de recristallisation (type 2) ; la schistosité de flux (types 3 et 4) n'apparaissant que dans les faciès ardoisiers.

La phase plicative hercynienne D1 induit, tant dans le Briovérien que dans le Paléozoïque, une schistosité S1 régionale et pénétrative symmétamorphe, correspondant à l'évènement structural majeur de la région. La schistosité S1, statistiquement de plan axial dans les structures paléozoïques orientées en moyenne N110°E, se poursuit avec la même direction dans les structures briovériennes. Localement, elle est réfractée par les niveaux compétents, en particulier dans les zones de fermeture des mégasstructures.

## **Déformation synschisteuse (D1)**

Un autre affleurement, situé à l'Ouest de la ferme des Rivières en Janzé, montre des sillites rubanées grises plissées ou sumpées sur plusieurs mètres, dont le plongement de la linéation d'intersection S0/S1, visible sur la schistosité N110 subverticale, varie de 25 à 90° au NNE ou au NW. Qu'elle que soit l'origine de cette structuration précocée (plissements tectoniques, slumps ou basculements synsédimentaires), elle témoigne de l'instabilité du bâti anté-arenigien avant la phase majeure hercynienne D1.

Les couches du Paléozoïque qui forment ainsi une surface de discordance (Le Corre, 1978).

La carrière de La Pierre-au-Diable en Orgères montre que le plan de discordance orienté N90°E ne correspond pas au plan de stratification du Paléozoïque. Le contact anormal sans disharmonie nette est également visible de Pont-Péan à Orgères ; il est jalonné par des zones broyées et des silicifications qui confirment qu'il s'agit d'une discordance tectonique (Kerforné, 1915). Au niveau du Petit-Fougerey, le contact anormal, décalé par la faille de Pontpéan, se prolonge vers l'Ouest par une faille directionnelle qui oblique le flanc sud du synclinal de Guichen et correspond à la faille de Bovel. Cet accident, décrit par A. Philpott en 1960, a une vergence N et un jeu inverse sensé légèrement chevauchant. Il est la conséquence d'une compression du Sud vers le Nord qui serait légèrement postérieure à la tectogénèse varisque et à la montée diapirique des granites syntectoniques.

## Déformations postschisteuses (D2)

Des déformations d'importance mineure et d'âges divers s'observent localement :

- plis métriques déformant les plis synschisteux, à orientation sub-méridienne et forts plongements, associés à des failles (crochons) ;
- schistosité de crénelation, observée ponctuellement, généralement fortement pentée, induisant des micropis P2 à proximité des rejeux inverses tardifs ou en relation avec des cisaillements tardi-hercyniens ;
- kink-bands subverticaux déformant S1 suivant des jeux dextres ou senestres associés à des phases cassantes tardives.

## Fracturation

L'ouverture en distension d'un bassin ordovicien précoce suppose l'existence de failles normales délimitant des blocs ou des structures antérieures dont la direction serait N60°-80°E d'après J.F. Ballard *et al* (1986).

Une phase distensive post-Silurien supérieur et anéschisteuse est marquée par la présence de petits corps filoniens de microgranites porphyriques, de dolérites ou de quartz de direction N85 à N110°E ; cette direction est voisine de celle des accidents inverses fini-varisques orientés N110°E obliquant certains flancs sud de plis (Poligné, Guichen). Un coulissage dextre accompagné ces accidents qui pourraient être des répliques du cisaillement sud-armoricain WNW-ESE.

La fracturation dominante N165°E en décrochement dextre, pouvant atteindre 1000 m comme la faille minéralisée de Pont-Péan, prolonge des accidents semblables mis en évidence au Sud sur la feuille Bain-de-Bretagne (Dadet *et al*, 1987). La faille de Pont-Péan se dichotomise au niveau de Crévin puis s'amortit à l'Ouest de Sel-de-Bretagne. Elle fait partie d'un faisceau d'accidents d'importance crustale que l'on suit du golfe de Saint-Malo jusqu'à Ancenis. Elle s'accompagne de fractures conjuguées à rejet senestre d'orientation N10-25°E. La com-

L'âge des sédiments infra-arenigiens se situe, dans l'état actuel des connaissances, dans une fourchette imprécise allant du Protéozoïque terminal au Paléozoïque basal. Dans ces conditions, les rares indices de déformation pllicative anté-schisteuse et anté-transgression arenigienne ne peuvent être interprétés que comme des échos lointains et tardifs de la phase cadomienne, une partie des sédiments impliqués pouvant être d'âge cambrien.

### Age des événements

Un seul exemple de métamorphisme de contact est connu à La Pierre-au-Diable en Orgères. Dans les siltites vertes à lamines du quartzo-chloritieux automorphes de section losangique repris par la schistosité S1 ; les blastes, qui peuvent être des andalousites damourisées, présentent des queues de cristallisation étirées dans le plan de S1 avec une légère rotation sensée. On suppose pour ce cas isolé la présence d'une masse intrusive peu profonde (ce qui n'est toutefois pas confirmé par la gravimétrie) dont la mise en place, progressive, serait anté- à syntectonique.

Dans le Briovérien, l'indice de cristallinité des illites varie entre 2,5 et 3 et ne montre pas d'évolution ordonnée (Chantreine *et al.*, 1983) ; ces valeurs situent nettement les formations briovériennes dans le domaine de l'épizone alors que, par comparaison, les indices du Paléozoïque évoluent entre 5 et 9, c'est-à-dire de la diagenèse à l'épizone. Cette différence de degré du métamorphisme entre les deux formations peut certainement s'expliquer par la différence de niveau structural et non pas par une évolution métamorphique antérieure (Le Corre, 1978).

L'ensemble des formations se situe dans un domaine métamorphique épizonal à paragenèse de type quartz + chlorite + illite ou phengite, chloritoïde, andalousite, portée par la schistosité principale.

### Métamorphisme

D'autres corps filoniens postschisteux intrudent indifféremment le Briovérien et le Paléozoïque, selon des directions N70 à N180°E. Ce sont soit des microgranites porphyriques, soit des dolérites. Aucun filon ne recoupant l'autre, leur chronologie et le moteur de leur mise en place n'ont pas pu être établis.

Cette facturation N165°E pourrait se situer lors d'une phase distensive postschisteuse.

La pose verticale de la faille de Pont-Réan a joué à son passage dans les formations siltieuses du Briovérien, lors de la distension E-W à l'Éocène supérieur.

D'après Massieu (1869) et M. Lodin (1895, 1908), des stries parallèles pentées de 15 à 30° vers le Sud ont été observées aux éponges de la « glaise bleue » (faille mettant en contact le filon de dolérite et les dépôts tertiaires) ; le sens du mouvement et son amplitude sont in-

Quelques éléments structuraux décrits autrefois dans la mine de Pontéan laissent entrevoir la complexité des déformations du graben de Rennes au Cénozoïque.

Sur la feuille Janzé, la succession des déformations cassantes récentes peut s'appécier dans le bassin de Rennes—Chartres en particulier et grâce aux nombreux petits dépôts sédimentaires piégés dans des zones de fractures (tabl. I).

L'évolution tectonique posthercynienne du Massif armoricain entraîne la formation de grands décrochements de direction E-W à NW-ESE de rejet dextre ; deux autres familles de décrochements post-stéphaniens, de directions conjuguées NE-SW senestre et NW-ESE dextre, vont contrôler la sédimentation cénozoïque par une série de rejeux témoignant de l'instabilité du bâti armoricain jusqu'au Quaternaire.

## Tectonique récente

### EVOLUTION POSTHERCYNIENNE

Des crochons de failles et des kink-bands déformant la S1 sont les manifestations tardi-hercyniennes de la compression N-S.

L'accident à tendance chevauchante oblique sur le Paléozoïque et son substrat est lié à cet événement, probablement à une phase finale mamurienne, âge correspondant aux derniers granites diapiriques (datés autour de 320 Ma), non affleurants dans la région de Janzé mais présents à faible profondeur. Sans doute faut-il leur associer les créations postichisteuses observées ponctuellement.

La phase de déformation synschisteuse D1, responsable des structures plissées N110°E, correspond dans la tectogénèse hercynienne, à un événement majeur dont l'âge reste discuté (entre 320 et 350 Ma) ; il est interprété dans le cadre d'un mégas-décrochement dextre affectant toute la Bretagne centrale entre les cisaillements nord-armoricain et sud-armoricain (Choukroune *et al*, 1983).

L'ensemble de ces déformations est attribué à une phase d'extension crustale D0, d'âge cambro-ordovicien, reconnue dans toute la chaîne varisque.

Une distension, d'âge ordovicien précocé, aurait provoqué l'ouverture d'un bassin compartimenté en une série de blocs basculés accompagnés par la transgression arenigienne.

Dans l'emprise de la faille Janzé, deux types de surfaces morphostratigraphiques, séparées brutalement par l'escarpement de Pont-Réan, sont mis en évidence :

### Analyse morphostratigraphique

Ces éléments indiquent que le graben a été affecté par un mouvement rotationnel subvertical en ciseaux, d'âge éocène à stampien supérieur.

Des crochons observés dans des argiles à lignite (Delage, 1878-79) indiquent un jeu inverse au toit de la faille ; cette observation est confirmée par J.L. Jaeger (1959) qui indique que les strates tertiaires observées dans la mine pendent vers le Nord ou le NNW et sont rebroussées au voisinage de la faille, ce qui les fait plonger fortement vers le NW.

On sait toutefois que le fond du bassin pend de 3 à 2° vers le Nord, qu'il est incliné vers l'Est. La « glaise bleue » dédouble le filon de dolérite, alors que la « fine », plus à l'Ouest, paraît être une faille plus ancienne.

**Tableau 1. Succession des déformations au Cénozoïque et événements sédimentaires correspondants**

Âge	Déformation	Sédimentation
Préligien		Erosion-régression
Reuvérien	Compression N-S	Comblement des bassins (transgression) de Rennes, du Theil et des paléovallées
Syn- à post-sables reuvériens	Failles N60 et N160 (forêt du Theil)	Ravinement - érosion
Pliocène I-II	Distension E-W grabens N50 à N-S	Transgression sables glauco- rennes « rouges » (Le Theil, Rennes, Petit-Fougerey)
Limite Mio-Pliocène	Compression E-W ?	Emerison-régression (Poliigne ?) érosion-dissolution (paléosols, topographie différenciée)
Miocène moyen	Distension E-W ?	Transgression locale dans grabens paléogènes instables
Post-Stampien sup.	Compression ENE-WSW ? rejet inverse (Fonpéan) de faille normale	Emerison (surface d'érosion)
Éocène à Stampien supérieur	Distension E-W goben N160 (rejet faille)	Subsidence continentale avec incurvations marines (Rennes)

Les sédiments couvrant la moitié nord de la feuille Janzé sont à rapporter au Briovérien post-phthanitique. Le style de plissement ne fait affleurer qu'une seule séquence sédimentaire de caractère fluviodeltaïque, évoluant assez rapidement vers une sédimentation marine de plate-forme avec toutefois de nombreuses influences continentales : sédiments fins rythmés alternant avec des matériaux gréseux à débris lithiques non classés, récurrences conglomératiques. Le sommet de la séquence, composé d'une masse monotone d'alternances d'argillites-siltites riches en figures sédimentaires, contient localement des horizons de grès carbonatés très pyriteux à traces organiques. Des niveaux à fentes de dessiccation indiquent des émersions temporaires.

## *PROTÉROZOÏQUE*

### *HISTOIRE GÉOLOGIQUE*

Le réseau hydrographique de la Vilaine et l'escarpement de Pont-Réan sont, comme le soulignaient à leur manière les géographes (Meynier, 1940, 1947, 1965), d'origine récente et tectonique, vraisemblablement d'âge cromérien, si l'on se réfère aux alluvions datées de Saint-Malo-de-Philly.

Un basculement rotationnel en ciseaux, suivant approximativement le contact lithologique, a abaissé le panneau briovérien vers l'Ouest, provoquant l'antécédence de la Vilaine et la capture de ses affluents. Les deux surfaces ont des inclinaisons actuellement opposées sous-ignées par l'escarpement de Pont-Réan qui s'atténue vers l'Est, cependant que le drainage actuel est orienté d'Est en Ouest. Cela implique que les deux surfaces furent jointives et inclinées initialement dans le même sens, d'Est en Ouest, pendant le Cénozoïque, à l'Éocène, puis à la fin du Pliocène et au début du Pléistocène (Cromérien). Ces observations confirment le rôle de drain de l'accident N165°E de Pont-Réan jusqu'à une période récente.

Le réseau hydrographique converge d'Est en Ouest vers la dépression de Rennes—Chartres et la Vilaine.

éocènes de la bordure du graben de Chartres. d'altération qui se raccorde aux altérites place. C'est une surface d'altération installée sur les structures briovériennes, est jalonnée par des argiles inclinée vers l'Ouest et centrée sur le graben de Chartres ; cette surface, — une surface basse < +80 m NGF (+70 m à l'Ouest, +17 m à l'Est), antécédentes mais coulent en sens inverse l'une par rapport à l'autre :

Le réseau hydrographique actuel y a un tracé en baignonnette, certaines correspondant aux structures paléozoïques ; c'est une surface d'érosion. — une surface haute  $\geq$  +100 m NGF, faiblement inclinée vers l'Est,

Cet ensemble d'observations traduit une sédimentation épicontinentale rapide et instable, résultat de l'érosion d'une chaîne peu élargie que l'on peut situer au Nord dans le domaine cadomien interne (héritage phanitique décroissant du Nord-Ouest vers le Sud-Est) : de nombreux galets roulés contenus dans le Poudingue de Gourin montrent une cataclase et des microphtis antérieurs à la matrice : les quartz corrodés à vermiculite sont fréquents et indiquent une phase d'altération dont les traces identiques sont relevées dans le Cotentin (Formation de Saint-Pair : Briovérien post-phthanitique).

Les niveaux grauwackeux évoluent localement en quartzites sans feldspath. Cette évolution semble s'effectuer du Nord vers le Sud, mais ne représente pas forcément le sommet de la séquence. Plus à l'Est, dans la région de Château-Gontier, ces niveaux sont interprétés comme des termes de passage au Grès armoricain.

### Problème de l'âge du Briovérien de Bretagne centrale

Le Briovérien de Bretagne centrale a été défini comme l'ensemble des formations azoïques situées sous la discordance du Paléozoïque régional. Jusque dans les années quatre-vingts, l'âge des premières formations paléozoïques — les séries rouges basales — était considéré comme cambro-trémadocien. L'âge protérozoïque supérieur du Briovérien était alors admis, bien qu'il ait fait l'objet de nombreuses discussions.

La comparaison avec le Bocage normand, où le Briovérien est recoupé par des granitoïdes datés autour de 540 Ma, l'ensemble étant scellé par une couverture d'âge cambrien inférieur, confirmait cette attribution au Protérozoïque supérieur.

Ces données ont en outre conduit à proposer pour la limite Pré-cambrien—Cambrien, un âge de 540 Ma.

Les études comparatives récentes tendent à montrer que, malgré leurs similitudes lithologiques et leur simultanéité apparente, le Briovérien de Bretagne centrale est plus récent que celui du Bocage normand ; d'autre part, il n'est ni traversé par des granites cadomiens, ni déformé avant l'orogénèse varisque.

Un âge cambrien, tout du moins en partie, est donc envisageable pour le Briovérien de Bretagne centrale.

Des formes de vie diversifiées mais non significatives y apparaissent : — les grès calcareux de Vern-sur-Seiche ont livré de nombreuses microformes fossiles attribuées à des cyanophycées (Mansuy, 1983) ; — des spongiaires et des crinoïdes étaient signalés en 1886 par P. Lebesconte dans les mêmes facies à Nouvoitou, Amanlis, Corps-Nuds et Retiers ; — des facies analogues nous ont livré des ichnotraces du genre *Dirmorphichnus* à Amanlis et du genre *Planolites* à Bruz.

Ces ichnofaciès sont présents dans les formations aréniginiennes de Pont-Réan et du Grès armoricain et sont associées au faciès sublittoral à *Cruziana* (Bonjour, 1988).

Deux types d'études ont été menées pour préciser l'âge du Briovérien de Bretagne centrale :

— d'une part, l'étude du volcanisme intercalé dans les séries rouges basales de la couverture paléozoïque (région de Rémifiac) lui fixe un âge de  $486 \pm 28$  Ma (méthode Pb/Pb sur monozircons), donc autour de la limite Cambrien—Ordovicien (Guerot *et al.*, 1992) ;  
— d'autre part, l'étude des zircons détritiques inclus dans les grauwackes briovériennes de la vallée de la Mayenne (région du Lion-d'Angers) donne deux groupes de datations, l'un autour de 1 700 Ma, l'autre dont la datation la plus récente est de  $540 \pm 17$  Ma (Guerot *et al.*, 1992).

Ces zircons étant remaniés dans la partie médiane (alternances siltito-grése-carbonatées) de la succession régionale, il est clair que l'hypothèse, pour le dépôt du Briovérien de Bretagne centrale, d'une tranche d'âge située de part et d'autre de la limite Précambrien—Cambrien est confirmée, même si cette dernière demande encore à être précisée.

## PALÉOZOÏQUE

Le synclinal de Guichen et le synclinal de Martigné-Ferchaud font partie de l'ensemble classique des synclinaux du Sud de Rennes. La série sédimentaire comprend la base transgressive du Paléozoïque, constituée par des conglomérats, des grès et des siltstones pourpres dont la majeure partie appartient à l'Arénig (Bonjour, 1988) qui se poursuit avec les trois membres de la Formation du Grès armoricain. À ce cycle déritique intertidal succèdent les sédiments fins intratidaux de la Formation d'Angers—Traveusot correspondant à la stabilisation de la transgression au Llanvirn ; progressivement, le niveau marin s'abaisse, les sédiments à faune du Llandelilo se chargent en nodules chlorito-phosphatés, et font place aux sédiments terrigènes immatures de la Formation du Châtelier. Ces dépôts résultent de l'inversion proximale, au Caradoc, d'un ou plusieurs hauts-fonds dont la situation reste encore imprécise (axe de Lanvaux au Sud, domaine cadomien au Nord). La sédimentation redevient argilo-péltitique, avec quelques récurrences sableuses, à la fin de l'Ordovicien supérieur (Formation de Riadan).

Une nouvelle séquence sédimentaire transgressive marquée par des dépôts arénacés évolués (formations de La Chesnaie et de Poligné) débute le cycle silurien au Llandoverry. Dans le domaine centre-armoricain, des faciès ampéltitiques à graptolites (milieu euxinique) alternent puis suivent les dépôts détritiques. Ces faciès sont vraisemblablement synchrones, les dépôts arénacés correspondant à la ligne



de rivage du Silurien inférieur, agitée par les vagues, alors que les faciès noirs déposés en milieu réducteur calme sont nettement distaux.

Le Wenlock et le Ludlow sont représentés par des zones de graptolites, sur quelques mètres et sans changement de faciès (Formation de Renac). Ce sont les derniers termes du Paléozoïque connus dans le cadre de la feuille Janzé. Cette limite correspond soit à une lacune sédimentaire, soit à une lacune d'érosion, le passage au Dévonien n'étant attesté de façon certaine que plus au Sud, dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, et au Nord dans le synclinorium médian.

## 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, aboutit à la néoformation de kaolinite. À cette altération succèdent des processus latéritiques (cunrasse ferrugineuses puis silicifications) liés à l'engorgement des profils pédologiques dans une région à la topographie très aplatie. 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, 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, subside, qui va se poursuivre jusqu'au Stampien inférieur, dans la dépression de Rennes.

Une transgression marine envahit 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.

Au Miocène (Serravallien), la sédimentation marine à fort détritus de la mer des faluns envahit partiellement le plateau armoricain ; le reflux 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 Chartres.

La sédimentation marine se poursuit durant le Pliocène. Le mélange des faunes miocènes et pliocènes dans certains gisements, la décroissance et l'altération de la glauconie rendent les datations très ambiguës, en particulier pour les faciès sableux. La montmorillonite

lontie, minéral argileux cardinal du Miocène, est remplacée par l'as-  
semblage illite-kaolinite, caractéristique du Pliocène.

À la faune « chaude » du « Redonien ancien » succède la faune  
froide du Prétiglien. La sédimentation marine peu profonde est tou-  
tefois marquée par des arrivées détritiques importantes, accompagnant  
la régression de la mer pliocène.

Des mouvements épigénétiques provoquent le creusement des vallées  
au début du Pliocène : des placages de galets et de sédiments  
continentaux, d'âge incertain plio-pléistocène, ont une position de  
terrasse élevée. Les terrasses sont bien étagées le long de la Vilaine,  
dans la traversée antécédente du synclinal de Martigné-Ferchaud  
(fig. 6), mais sont par contre emboîtées en amont dans la dépression  
de Rennes (fig. 7).

L'examen du tracé des cours d'eau et de la pente souvent contraire  
des surfaces d'érosion quaternaires, l'antécedence de certaines rivières,  
les importantes différences altimétriques des terrasses par rapport  
aux alluvions récentes, indiquent l'influence d'une tectonique récente.

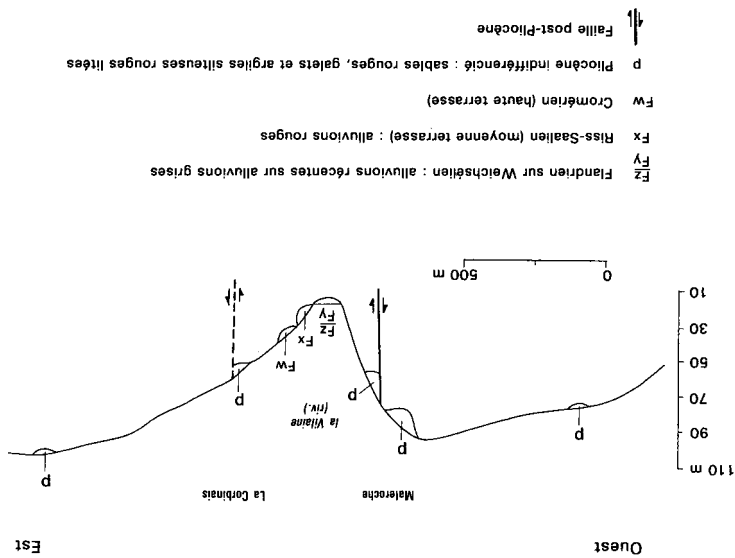


Fig. 6 - Relations entre les formations pléistocènes  
et pliocènes dans le cours moyen de la Vilaine

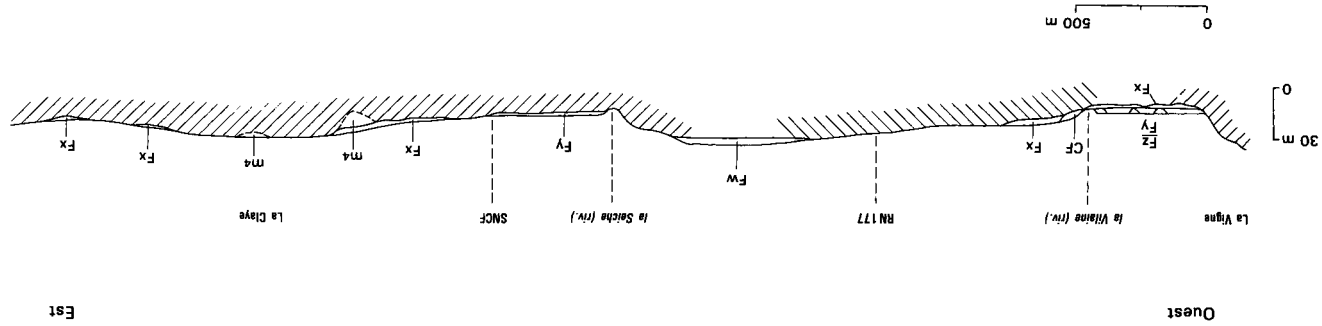


Fig. 7 - Système alluvial de la Vilaine en amont de Pont-Réan

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

L'eau souterraine peut être présente, sur la feuille Janzé, dans trois types d'aquifères.

#### Alluvions récentes et modernes

Relativement bien développées dans la partie nord de la feuille, dans les vallées de la Vilaine, du Meu et de la Seiche, elles ne sont pas exploitées pour l'eau souterraine. Un site potentiel existe cependant dans les alluvions de la Seiche à l'Ouest de Châtillon-sur-Seiche. On notera par ailleurs que, hors feuille, la nappe des alluvions est exploitée par des puits à drains rayonnants à Messac et Langon.

#### Formations tertiaires

Peu étendues en surface, elles offrent néanmoins des possibilités aquifères importantes pour la région. Elles se présentent soit en plaques peu épaisses dispersées géographiquement sur la feuille ; soit en deux, constituées de sable, est exploitée pour l'eau souterraine au site de Bourhan à Saint-Senoux et donne une eau très acide (50 à 90000 m<sup>3</sup>/an). Soit en bassins bien individualisés, au nombre de trois sur la feuille :

— le bassin de Bruz—Chartres-de-Bretagne (au Nord-Ouest), dont les formations perméables se limitent aux calcaires grossiers oligocènes et aux faluns miocènes (les sables et les graviers pliocènes ne jouant qu'un rôle très secondaire). Il est exploité par deux gros consommateurs d'eau : le syndicat de Rennes-Sud, à partir de trois ouvrages (forage de La Martonnais, forage de La Pavais, puits du Fénicat), et l'usine Citroën de La Janais, ainsi que par quelques particuliers ou industriels. Les ressources annuelles de ce bassin sont de l'ordre de 1,5 à 2 millions de mètres cubes par an. Il existe une très proche parenté chimique des eaux des calcaires et des faluns, c'est une eau à dominante calcique, dure et entartrante ;

— le bassin de La Groussinière au Theil-de-Bretagne, constitué de sables pliocènes et dont l'eau souterraine, est utilisée par une adduction d'eau potable à un débit de l'ordre de 370000 m<sup>3</sup>/an. L'eau extraite est peu minéralisée, avec un pH variant de 6 à 8, douce et très riche en fer ;

— le bassin des Mottes à Sainte-Colombe, non exploitée pour l'eau souterraine.

#### Formations anté-secondaires du socle

Elles couvrent la quasi-totalité du domaine de la feuille, sont constituées de terrains sédimentaires paléozoïques (de l'Arénig au Ludlow) et protérozoïques (Briovérien). Les dispositifs de captage s'adressant à ces formations sont traditionnellement constitués par des puits de

quelques mètres de profondeur, coiffant des émergences de sources. 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 pas être le siège de développement intense 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 arenitiques 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, au moins un mois) sont nécessaires.

• **Forages du socle : résultats connus.** Réalisés depuis 1976, 120 forages sont répertoriés sur le territoire de la feuille, les profondeurs et les débits obtenus au moment de la foration (débits instantanés) sont connus pour 66 d'entre eux. L'étude statistique des résultats des forages montre que le Protéozoïque donne, en moyenne, des débits instantanés supérieurs à ceux obtenus dans le Paléozoïque, mais pour des profondeurs d'ouvrages plus importantes (cf. tableau ci-après).

Nombre de forages recensés	Débit moyen m <sup>3</sup> /h	Profondeur moyenne m	Extremes m
35	6,5	0,1 et 18	25 et 103
31	4,5	0,1 et 15	20 et 80
Formations paléozoïques			
Formations protéozoïques			

Faute d'un échantillonnage suffisant, on ne peut établir de relations entre les débits et la lithologie qui peut être variable aussi bien dans le Paléozoïque que dans le Protéozoïque. En règle générale, les eaux sont peu minéralisées, douces, acides et agressives, contenant très fréquemment du fer (et du manganèse) à teneur élevée. Aucun captage d'adduction d'eau potable n'existe dans le socle sur le périmètre de la feuille.

Les principaux gîtes métallifères filoniens situés sur la feuille Janzé sont liés à un épisode distensif d'âge probablement éovonien supérieur—carbonifère inférieur. Cette distension est à l'origine de la mise en place de filons de roches basiques à la faveur de failles recoupant les formations briovériennes et paléozoïques (faille de Pontpéan, filon de Béhioque) ; les minéralisations sulfurées associées à ces accidents se sont mises en place plus tardivement, lors de la réouverture du système.

L'importante minéralisation plombo-zincifère de Pontpéan a fait l'objet d'une exploitation souterraine du 19<sup>e</sup> au début du 20<sup>e</sup> siècle. Des recherches pour galène aurifère ont été effectuées à Orgères, Chan-teloup et Corps-Nuds.

À l'exception d'un lambeau de fer latéritique situé à l'Est de Chartres-de-Bretagne, aucun minerai sédimentaire n'a été exploité dans l'emprise de la feuille Janzé. Des prospections du BRGM ont toutefois révélé la présence sporadique de minerai de fer dans les Grès armoricain inférieurs, de zircon-rutile dans les Grès armoricains supérieurs, d'horizons de nodules phosphatés dans la Formation de Traveusot.

Les prospections alluvionnaires du BRGM font ressortir les éléments suivants :

- absence d'or alluvionnaire dans les synclinaux paléozoïques ;
- ubiquité de la cassitérite ;
- omniprésence de l'or dans le Briovérien ; concentrations locales paraissant liées à la proximité des poudingues de type Gourin, ou à une remobilisation par la mer pliocène ;
- répartition des sulfures (galène, blende, chalcopyrite, cinabre) en relation apparente avec des failles importantes (Pontpéan) ou des accidents directionnels.

### Minéralisations filoniennes

• **Pontpéan** (2-4001). La mine de Pontpéan en Saint-Erblon est située à une dizaine de kilomètres au Sud de Rennes. Considérée comme le plus important filon plombo-zincifère du Massif armoricain, son exploitation est attestée dès 1630. « Elle a été exploitée de 1730 à 1794 jusqu'à une profondeur de 100 à 130 m. Reprise en 1852, elle a eu une première période prospère jusqu'en 1869, une seconde de 1872 à 1874, enfin une troisième... de 1880 à 1898, avec des périodes intermédiaires pendant lesquelles on a travaillé à perte. La mine a été fermée en 1904, après avoir atteint 600 m de profondeur, en raison d'une accentuation des difficultés d'épuisement. » (de Launay, 1913). De nouvelles recherches ont été effectuées en 1928-1930, sans succès, sur le prolongement sud de la structure, puis en 1959 sur le filon croiseur Ouest et au lieu-dit La Caliorne. Au total, 26 puits ont été creusés pour la reconnaissance et l'exploitation du filon. Des installations de surface, ne subsistent que quelques bâtiments considérés

comme typiques de l'archéologie industrielle. Du 18<sup>e</sup> au 20<sup>e</sup> siècle, la mine de Pontpéan a fourni environ 200 000 t de métal (plomb + zinc) dont les 9/10<sup>e</sup> en plomb. Les teneurs en argent, très variables, allaient de moins de 200 g à la tonne de plomb à plus de 3 kg : la blende atteignait localement jusqu'à 3,5 kg d'argent à la tonne (Pillard *et al.*, 1985).

Un accident décrochant dextre, de direction N160°E avec un pendage de 75° vers l'Est, est à l'origine de la mise en place du filon de dolérite de Pontpéan, dont la puissance varie de 12 à 30 m. Cet accident, que l'on suit sur une vingtaine de kilomètres, affecte les formations du Briovérien et du Paléozoïque jusqu'au Silurien : le rejet horizontal apparent dextre est de 1 500 m vers le Sud-Est. La dolérite ne semble pas avoir rempli la faille dans sa totalité, car vers le Sud, à Bout-de-Lande en Laille, on perd sa trace alors que le passage de la faille est attesté, par des décalages et des zones broyées dans les formations paléozoïques, jusqu'aux abords de Crévin. Vers le Nord-Ouest, la dolérite est connue jusqu'à Boutoir en Bruz : la faille se poursuit en se dichotomisant en direction d'Apigné (« filon de 9 heures »). Au Nord de la Seiche, la dolérite disparaît, mais la faille met en contact les schistes briovériens avec des formations tertiaires.

L'âge de mise en place de la dolérite peut-être situé à la limite Dévonien supérieur—Carbonifère inférieur, par analogie avec celui des champs filoniens doléritiques du Nord de la Bretagne (Velde, 1970). L'accident de Pontpéan et ses accidents parallèles délimitant le demi-graben de Chartres-de-Bretagne, font partie des structures régionales majeures mises en évidence par la géophysique et interprétées comme des linéaments de fragilité crustale.

L'évolution tectonique et la paragenèse minérale du gîte de Pontpéan sont difficiles à reconstituer, faute d'observations récentes *in situ*. La minéralisation s'est développée dans la rouverture du filon de dolérite. La paragenèse est du type B.G.P. (blende, galène, pyrite).

La galène s'est principalement logée au mur du filon en veines massives de 50 cm ; elle imprègne également les fissures de la dolérite altérée. La minéralisation comprend aussi blende, pyrite, marcassite et quartz et, dans une moindre mesure, calcite nickélifère, dolomite, anglésite, barytine, cersuite, kaolinite, leucocoxène, limonite, pyrrhoite (pseudomorphosée en marcassite), wurtzite.

Les colonnes métallifères ont un pendage S de 20° et sont dédoublées, comme le filon de dolérite, par des mouvements tectoniques complexes.

La chronologie du gîte de Pontpéan peut se résumer de la façon suivante :

- distension fini-dévonienne : mise en place de la dolérite ;
- compression (paroxysme hercynien) : cisaillement senestre inverse de la dolérite ;
- distension tardi-hercynienne : altération, minéralisation ;
- reflux successifs de l'Éocène au Pliocène : failles tardives (fine et glaise bleue).

• **La Corbinais** (5-4001). La grande carrière abandonnée de La Corbinais en Laille, ouverte dans les Grès armoricains inférieurs, montre un système complexe de failles.

Une première génération de fractures, subdirectionnelles, syn- à postschisteuses (quartz de remplissage schisteuse) oblièrre le flanc nord de l'anticlinal de La Corbinais (faille de Bovel) ; une seconde génération de failles, subméridiennes, orientées NNE-SSW, à jeu normal dextre, recoupe les précédentes. Ce système de fracture est minéralisé en sulfures (quartz, biende, galène, pyrite, chalcopyrite, covellite) ; cette observation a été faite par F. Kertorne en 1916.

En face de La Corbinais, dans la carrière de Bénioque, un filon de microriorite quartzique altérée à l'iménte traverse le Grès armoricain suivant une direction N50°E. Un léger métamorphisme de contact y a été observé (Berthois, 1945).

Cette fracturation minéralisée tardive, associée à une venue basique est difficile à dater. Elle correspond à une phase distensive, post-tectonique.

Les prospections alluvionnaires montrent une petite concentration de wolframite et de cinabre à hauteur des carrières de Bénioque et de La Corbinais, dans les alluvions de la Vilaine.

• **Chanteleup**. En 1862, un puits de recherche creusé à 300 m au Sud de l'étang de Vêlobert aurait rencontré à 8 m de profondeur une minéralisation en galène (Moussu et Prouhet, 1957). Ce puits est actuellement moyé sous un petit étang de pêche.

• **Corps-Nuds**. Une petite galerie coude, accessible par le moulin Briant, en rive droite de l'Isse, a été creusée dans les grès pyriteux associés aux carbonates du Briovérien, sans doute pour recherche de galène.

### Minéralisations sédimentaires ferrifères

Le minéral de fer des Grès armoricains inférieurs n'a fait l'objet d'aucune exploitation dans le cadre de la feuille Janzé. De fait, dans la région, seule la couche sommitale (couche A1) est présente ; elle est observable dans la carrière de Malroche où elle a une puissance de 8 m. Il s'agit d'un minéral de fer oolithique à sidérite, chamosite, hématite et pyrite, situé à une vingtaine de mètres sous le mur des Schistes intermédiaires. Ce minéral est traversé de filonnets de quartz, liés au passage de la faille décrochante de la Vilaine.

Le minéral latéritique (Éocène ?) n'a été exploité autrefois qu'en un seul point, à l'Est de Chartres-de-Bretagne (Dangeard et Milton, 1921), à proximité du lotissement récent de La Reunne. Les fondations des maisons en construction au moment des levés (1987) ont permis d'observer une argile kaolinique blanche à nodules d'hématite rouge ou brune ; cet horizon, très irrégulier, constitué en fait la base d'un profil latéritique démantelé. À proximité immédiate en effet, affleurent



sur l'argile, du calcaire fossilifère et des sables marins roux à *Pecten-culus deshayesi* du Néogène.

### Autres minéralisations sédimentaires

Essentiellement localisée dans les Grès armoricains supérieurs, une minéralisation en *zirconium-titane* (zircon-rutile) a été reconnue par prospection au scintillomètre (Muller, 1969). Les principales anomalies proviennent de bancs de quartzites noirs que l'on peut suivre en direction, principalement sur le flanc sud du synclinal de Guichen, depuis La Féroulais en Guichen jusqu'à La Ville-Thébault en Laille.

Sur le flanc nord, on note une suite d'anomalies depuis La Provotais jusqu'à La Rablais en Guichen.

Ces concentrations de minéraux lourds, dont l'origine est à rechercher dans les granites cadomiens, correspondent à des paléoplacers marins associés à une sédimentation détritique épiconcontinentale de faible profondeur (Fauré, 1979).

Les faciès silico-micacés du Llandeillo (Formation de Traveusot) contiennent une importante proportion de *nodules chloïto-phosphatés* (de 40 à 60 % de la roche) ; les concentrations en nodules sont cependant très variables d'un secteur à l'autre. Une prospection et des analyses réalisées par le BRGM (Beccq-Ciraudon et Trautmann, 1989) montrent que les teneurs en  $P_2O_5$  de ces nodules varient entre 2,6 et 4,8 % (2,7 % à Traveusot) et ne peuvent de ce fait être considérées comme économiquement intéressantes. Ceci n'exclue pas toutefois la possibilité de concentrations à teneurs plus élevées, les prélèvements et les analyses du BRGM ne concernant qu'une dizaine de localités pour l'ensemble des synclinaux du Sud de Rennes.

## SUBSTANCES UTILES

### Sables et graviers

De Chavagne à Pont-Réan, le lit majeur de la Vialaine a été très activement exploité, de sorte qu'à l'heure actuelle, les réserves dans ce secteur sont pratiquement épuisées. Ce sont principalement les alluvions grises de la basse terrasse qui ont été extraites. Sous un recouvrement limoneux d'épaisseur variable (1,30 m à 3 m), les alluvions grises, qui reposent localement sur des sables rouges pliocènes, ont une épaisseur variant d'amont en aval de 2,5 m à 5 m au confluent avec la Seiche. On constate souvent de brutales variations d'épaisseur du gisement liées à l'irrégularité de substratum.

Qualitativement, le matériau est composé à 70-80 % de quartz, le reste en grès et quartzite ; la proportion des fines est inférieure à 10 % et la fraction 0,5 est aux environs de 50 % (Clément, 1973).

De Pont-Réan à Saint-Malo-de-Phily, la Vaine coule en cluse et les seules réserves alluviales se trouvent dans les terrasses des méandres. Une seule carrière, au Mortier en Bourg-des-Comptes, fonctionne actuellement : les alluvions très hétérogènes à la base (présence de gros blocs de grès ou de schistes) sont exploitées hors d'eau, elles sont recouvertes par un dépôt sableux de 1 à 2 m d'épaisseur (Jigorel, 1978). Les réserves restant dans cette portion de vallée ne peuvent donner lieu qu'à des exploitations artisanales et occasionnelles.

La basse vallée de la Seiche recèle quelques gisements intéressants, en particulier entre Châtillon-sur-Seiche et Pont-Réan (épaisseur moyenne : 3 à 4 m) et aux alentours de Pierrefitte en Bruz (basses et moyennes terrasses sous les alluvions récentes). La zone de confluence du Meu et de la Vaine montre de belles surfaces alluviales, mais l'épaisseur des graviers ne semble pas dépasser 2 m pour un découvert limoneux parfois important de 1 à 2 m d'épaisseur.

Les alluvions anciennes de la haute terrasse (graviers et galets dans une matrice argileuse rubéfiée) ont des épaisseurs trop réduites pour offrir un quelconque intérêt.

## Sables

Parmi les nombreux placages de sables rouges pliocènes existant dans la région, un seul fait l'objet d'une exploitation artisanale à La Sablonnière en Chanteloup. Les épaisseurs de ces placages sont très irrégulières et parfois réduites à quelques décimètres.

Le bassin de La Groussinière, au Nord de Sainte-Colombe, dont l'extrémité débordait légèrement sur la feuille Janzé, a une épaisseur de l'ordre de 15 m environ de sable fin très argileux, ne pouvant servir que de matériau de remblai.

Le bassin énéozoïque de Chartres-de-Bretagne est comblé au Pliocène par des sables rouges d'une dizaine de mètres d'épaisseur ; localement sur sa bordure orientale, des sondages ont rencontré des sur-épaisseurs de sables de 20 à 30 m. Toutefois, l'intérêt hydrogéologique de ce bassin et l'intense urbanisation dont le secteur fait l'objet rendent impossibles l'exploitation de ce matériau.

Lorsqu'ils ne sont pas argileux, les sables pliocènes sont utilisés pour les enduits, les crépis ; par contre, ils sont employés de manière courante comme couches de remblais routiers.

## Argiles

Deux briqueteries existaient au milieu du 19<sup>e</sup> siècle à Janzé, l'une à La Pointe (actuel terrain de sports), l'autre à Bel-Air sur la route de Brie. Ces fabriques disparurent après la guerre de 1914, elles devaient exploiter des altérites de petites briovériennes (Soraye-Racape, 1982). On note également un quartier de La Briqueterie à Châteaugiron

ainsi qu'une ancienne exploitation d'argile bariolée (Pliocène ?) à L'Ar-

douais en Pléchéat.

Le Vieux-Bourg de Chartres-de-Bretagne fut le siège aux 17<sup>e</sup> et 18<sup>e</sup> siècles d'une florissante industrie de la poterie : de nombreux excavations témoignent de son importance. Les potiers utilisaient des argiles éocènes qui auraient également servi pour la fabrication de la faïence (Vassour, 1881) et pour l'amendement, mélangées à du noir animal (Rendu, 1865). Cependant, le dernier potier de Chartres utilisait, vers 1921, un limon argileux superficiel issu de la décalcification de faluns mio-pliocènes (*cf.* fouille Châtel, *in* Dangeard et Milton, 1921).

À l'écart des zones urbanisées, le bassin énéozoïque de Rennes-Chartres recèle des réserves d'argile importantes reconnues par sondages lors des levés de la carte géologique. Les meilleures potentialités sont les argiles kaoliniques de l'Éocène supérieur (argiles sapropéennes) reconnues sur près de 30 m d'épaisseur au Sud de Pont-Péan, à l'Est de Caran, ainsi qu'au Sud du golf de Saint-Jacques-de-la-Lande.

## Calcaires

Les grès carbonatés du Briovérien ont fait l'objet de tests en 1953 en vue de leur éventuelle possibilité d'utilisation pour l'agriculture (Auber *et al.*, 1954). Les calcaires de Corps-Nuds ont une très mauvaise aptitude au broyage liée à leur forte teneur en silice (SiO<sub>2</sub> : 32,4 %), ils sont légèrement magnésiens (MgO : 1,22 %) pour une teneur en CaO de 31,9 %. D'autres analyses publiées antérieurement par Y. Milton (1928) sur les calcaires de Vern et de Janzé (Choisel) montrent des teneurs en silice encore plus importantes (de 63,2 à 82,9 %) et des teneurs en carbonates de 11,1 à 16 %. Ces calcaires sont aussi légèrement magnésiens et contiennent de 3,5 à 6 % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Les calcaires stampiens à archiacines du bassin de Chartres-de-Bretagne ont été exploités pour la fabrication de chaux grasse à La Chausserie et à Lormandière ; les marnes subordonnées servaient pour la fabrication de chaux hydraulique. Les carrières sont noyées ou en voie de comblement.

Les faluns miocènes plus ou moins indurés étaient exploités par de nombreux puits et galeries dans le bourg même de Chartres ; ils étaient utilisés pour l'amendement des terres.

## Quartzites

L'exploitation des quartzites des Grès armoricains inférieurs en deux grandes carrières (Monserat en Saint-Malo-de-Phily et Mont-louis en Janzé) constitue la principale industrie extractive du secteur. Des installations de concassage-criblage produisent des granulats à béton ou routiers qui alimentent l'agglomération rennaise ainsi que

La nature et la répartition des sols sont directement liées au sous-sol. Ceci est parfaitement bien mis en évidence par la carte des sols élaborée par l'INRA et l'ENSAR (feuille Janzé à 1/25000). Globalement, la région située entre Chavagne et Sainte-Colombe est principalement composée par des alternances de schistes durs (la « tuff ») ou tendres (la « cosse ») et de grès plus ou moins altérés.

## **SOLS ET VÉGÉTATION**

Les célèbres ampelites du « volcan » de Poligné servaient autrefois pour le nettoyage des métaux et le traitement de la vigne.

### **Ampelites**

Les schistes ardoisiers de la Formation d'Angers n'ont été exploités qu'aux Roches-Pierres en La Couyère, dans une zone en cisaillement comme l'attestent les fentes de tension à remplissage doléritique ou quartzeux du champ filonien du Semnon en Martigné-Ferchaud. On rencontre ces faciès plutôt à la base de la formation, autour de la terminaison de Saint-Senoux, mais ils sont déformés par la tectonique tardi-hercynienne (courbures de la schistosité, kink-bands), ce qui explique pourquoi ils n'ont jamais été exploités.

### **Ardoises**

Les siltstones pourpres de la Formation de Pont-Réan ont longtemps servi pour la construction, en particulier pour la ville de Rennes, à partir des carrières du Rocher en Bruz (Pierre de Cahot) et de Saint-Samson en Goven. Ils étaient utilisés en sous-bassement pour leur effet décoratif. Une seule carrière en voie d'abandon les exploite encore comme moellons, pierres de dallage, linteaux et bordures, à Morihan en Crevin. Ils servent temporairement de matériaux de remblais, comme c'est le cas d'une carrière ouverte en 1988 pour la construction de la déviation de la RN 137, à La Haye-Guin en Orgères.

### **Schistes**

Les faciès quartzeux de la Formation du Châtelier a été exploitée pour granulats concassés à La Couyère ; son extension est trop limitée et aléatoire pour justifier une recherche de nouveaux sites de carrières. Les granuwackes fines et les quartzites du Briovérien étaient employés autrefois comme moellons de construction. Leur mode de gisement, en longues bandes étroites et redressées, souvent décalées par des failles, ne se prête guère à une exploitation industrielle.

Le chantier de la voie express Rennes—Nantes. Les grandes carrières de Maleroche, Bénéloque et La Corbinais ont exploitée le même niveau ; leur activité a cessé du fait des contraintes d'environnement et de conditions de gisement défavorables (zones de failles).

Les types de sols rencontrés sur les terrains briovériens sont des sols bruns faiblement hydromorphes sur les schistes tendres, peu profonds à hydromorphie variée sur les grès et les conglomérats, profonds et fortement hydromorphes sur les limons. Les rares forêts ou bouquetaux dispersés sur les schistes du Briovérien ont une population arbutive composée de châtaigniers, de bouleaux et de trembles.

Les terrains paléozoïques produisent des sols bruns dont l'hydromorphie et la profondeur varient en fonction de la nature de la roche sous-jacente. Sur les grès, les quartzites et les schistes durs, l'hydromorphie est variée, les sols bruns sont peu profonds et dégradés sur les versants nord. Les schistes tendres donnent des sols bruns moyennement profonds, fortement ou pas du tout hydromorphes. Sur les schistes pourprés et les quartzites ordoviciens, poussent des pins maritimes.

Suivant leur granulométrie, les alluvions des terrasses donnent des sols bruns peu profonds à hydromorphie variée sur cailloutis et des sols bruns profonds faiblement hydromorphes sur sable. Les alluvions des vallées, plus argileuses, sont recouvertes de colluvions à hydromorphie variée, donnant souvent des pseudogleys. C'est le domaine des cultures maraîchères sous serres. Les bords de rivières, les étangs et les marais sont peuplés de saules, d'aulnes et de peupliers.

Les calcaires et sables carbonatés du bassin tertiaire de Chartres donnent des sols bruns moyennement profonds, à hydromorphie variée suivant qu'ils se trouvent sur des argiles calcaires, des calcaires francs ou des sables faluniers. Les carrières de Lormandière et des Vieux-Fours produisaient autrefois de la chaux. Des ornements poussent de préférence sur les sols calcaires du bassin tertiaire, ainsi qu'une végétation herbacée calcicole ; on rencontre celle-ci également sur les diorites (très réduites dans la région) qui contiennent un peu de chaux (Rendu, 1865).

Très localement, les colluvions sablo-graveleuses sont agglomérées par des oxydes ferro-manganeux dans des sols mal drainés : c'est le « grisou », qui donne des blocs ou des dalles très durs, posant des problèmes aux agriculteurs.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

Toute la région comprise entre Janzé et la Vilaine fait partie des « Marches de Bretagne » ou pays Gallo. La Vilaine sert de limite entre deux cités gauloises : à l'Ouest, c'est la cité des Coriosolites, à l'Est celle des Redones qui a donné son nom à la ville de Rennes. Le Semnon est la frontière séparant les Redones de la cité des Namnètes au Sud (Archéologie en Bretagne, 1978).

Bien avant l'arrivée des Celtes, les populations néolithiques avaient structuré la région par un réseau de communication parfois jalonnées par des mégalithes (chemins du Petit-Fougeray à la forêt du Theil et de Châteaugiron à la forêt du Theil) ; on constate que deux de ces chemins attestés convergent vers les carrières de schistes rouges de la forêt du Theil ayant fourni en particulier les matériaux pour l'érection du dolmen monumental de La Roche-aux-Fées en Essé.

Les menhirs sont assez nombreux dans la région : sur la commune de Janzé, citons celui de Bel-Air (en schiste rouge), du Bois-Hamon (quartzite), de la lande de Bellevue (schiste rouge), tous trois situés en bordure d'un chemin antique. Il y a deux menhirs au Sel-de-Bretagne, près du terrain de sports et un petit menhir en quartz en contrebas, près du ruisseau du Pont-de-Nache et d'une source. Il y aurait un menhir à Bourg-des-Comptes et un menhir abattu à La Roche-qui-Chaume en Laillé ; enfin, citons le menhir du Rocher en Bruz, implanté au confluent de la Seiche et de la Vilaine.

La fonction de ces « pierres hautes » est manifestement de signaler un itinéraire ou un point particulier du paysage (source, confluent, circulation des peuplades préhistoriques sont rares dans la région, faute sans doute de prospections archéologiques.

Deux outils en silex taillé ont été découverts à La Foletière, au Nord-Ouest de Bruz, sur les alluvions de la terrasse Fw (cote 35 m NGF) ; des objets polis en dolérite (haches, polissoirs) ont été trouvés en divers points de la commune de Bruz.

La période protohistorique est représentée par un retranchement sur site élevé à Villeraut en Janzé, en contrebas duquel furent trouvés à La Godéfrière, des bracelets et des bijoux en bronze. Des bracelets en bronze ont également été trouvés à Châteaugiron, et au bourg de Janzé. Enfin, des culots de bronze ont été découverts à La Métairie-Neuve en Janzé.

L'occupation romaine a réutilisé souvent les anciens chemins gaulois en les aménageant. Citons le passage sur la feuille Janzé, de la voie Angers—Rennes par Saint-Aubin-du-Pavail et Châteaugiron, et de la voie Nantes—Rennes par Bourg-des-Comptes, Laillé et Corcé en Bruz. Les schistes pourpres du Boël et de Saint-Samson montrent localement des traces de roues de chariots d'époque indéterminée.

Lors des levés géologiques, plusieurs sites d'habitat gallo-romains ont été décelés par la présence, en particulier, de fragments de tuiles à rebords (tegulae) : La Rivière-Bizais en Bruz, La Fétoulais et La Moutonnais en Guichen.

Signalons enfin des trouvailles anciennes de monnaies d'or romaines à Bruz et au Bois-Robert en Amanlis (Soraye-Racape, 1982).

Au Moyen-Âge, les défrichements commencés par les grands propriétaires romains s'intensifiaient : de cette époque datent sans doute certains parcelles circulaires. La multiplicité des moites et enceintes en terre témoignent à la fois de l'insécurité des temps et de l'emprise territoriale des seigneurs locaux ; on peut citer celles de l'église de Châtillon-sur-Seiche, de Laurière en Saulnières, de L'Hermetière en Orgères, du bois du Chalonge au Petit-Fougeray, de Mardin en Pî-châtel et du bois de la Saudrais en Pancé, que des fouilles récentes permettent de dater des 13<sup>e</sup>-14<sup>e</sup> siècles.

Il n'y a pas de preuve formelle d'une exploitation des ressources du sous-sol de la région antérieure au bas Moyen-Âge. Trois petits amas de scories, d'époque indéterminée dont l'un a été découvert à la Tripas en Pléchâtel, l'autre à La Tennehais en Saulnières et le troisième à Carcé en Bruz, n'ont aucune relation avec des indices miniers. Par contre, l'exploitation des argiles à poteries de Chartres-de-Bretagne, qui a cessé au début du 20<sup>e</sup> siècle, est attestée depuis le bas Moyen-Âge.

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires sur la région dans le *guide géologique régional : Bretagne* (Durand et Lardeux, 1985), Paris : Masson éditeur. *L'itinéraire 11* décrit les affleurements classiques de la région. Cependant, la dégradation de certains d'entre eux, en particulier les carrières des Landes et de La Pierre-au-Diable, rendent les observations de plus en plus problématiques.

### BIBLIOGRAPHIE

- ALLIX (1920) — Note sur les Polymorphines (Foraminifères) (Polymorphines tubuleuses. Polymorphines fixées). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. I, fasc. 2, p. 62-65.
- AUBERT M., BOURCON D., COTTE J., GIELEFRICH M.L. (1954) — Sur quelques caractéristiques lithologiques et chimiques des gisements calcaires d'Ille-et-Vilaine, des Côtes-du-Nord et du Finistère. *Ann. Ecole nation. agricutl.*, Rennes, vol. 15, p. 29-42.
- BALLARD J.F., BRUN J.P., DURAND J. (1986) — La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, vol. 303, n° 14, p. 1327-1332.
- BARROIS C., BOCHET L. (1890) — Notice explicative de la carte géologique détaillée au 1/80 000<sup>e</sup>, feuille de Redon, n° 90, 1<sup>re</sup> édition. Paris : Serv. Carte géol. France. *Ann. Soc. géol. Nord*, XVII, p. 16-28.

BÉCQ-GIRAUDON J.F., TRAUTMANN F. (1989) — Taphonomie et pétrogenèse des nodules « silico-alumineux » phosphatés de l'Ordovicien (Llanvirnien/Llandeilien) du Massif armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 9-16.

BERTHOIS L. (1945) — Sur un filon de roche éruptive dans le Silurien du Sud de Rennes. *Bull. Soc. sci. Bretagne*, vol. 20, p. 8-10.

BEZIER T. (1888-89) — Sur la présence de trilobites dans les schistes rouge-bleu-de-vin des environs de Rennes. *Ann. Soc. géol. Nord*, vol. 16, p. 60-63.

BEZIER T. (1897) — Note relative aux dépôts de calcaires magnésiens nouvellement rencontrés dans les schistes cambriens de la commune de Vern (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. sci. médic. Ouest*, Rennes, vol. 6, p. 122-123.

BEZIER T. (1902) — Contribution à l'étude stratigraphique des argiles inférieures au calcaire tertiaire (Tongrien) des environs de Rennes (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. sci. médic. Ouest*, Rennes, vol. 11, p. 588-597.

BEZIER T. (1914) — Sur un nouveau gisement fossilifère du Miocène reconnu à Poligné (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. sci. médic. Ouest*, Rennes, vol. 23, n° 3-4, p. 89.

BEZIER T. (1920) — Complément à la note présentée par M. le Dr Allix sur les Polymorphines. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 1, fasc. 2, p. 66-68.

BOLELLI E. (1951) — Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes. *Mém. Soc. géol. Bretagne*, vol. 9, p. 1-63.

BONJOUR J.L. (1988) — Sédimentation paléozoïque initiale dans le domaine centre-armoricain (Massif armoricain). Thèse doctorat univ. Rennes 1, 257 p.

BONJOUR J.L., CHAUVEL J.J. (1988) — Un exemple de sédimentation initiale dans un bassin paléozoïque : étude pétrographique et géochimique de l'Ordovicien inférieur de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 4, n° 1, p. 81-91.

BROSSÉ R., GUERANGÉ B., GUERANGÉ-LOZES J., HERROUIN Y., HOULGATTE E., MOGUEDET G., PELHÂTE A. (1988) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000) feuille Châteauneuf-Gontier (391). Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par R. Brossé, B. Guérangé, J. Guérangé-Lozes, E. Houllgatte, J. Rollet, A. Pelhâte, G. Moguedet, Y. Herrouin (1988).



BRUNEL L. (1968) — Etat de la documentation hydrogéologique au 1/10/1968 concernant le bassin tertiaire au Sud de Rennes (I.-et-V.). Rapport BRGM 69 SGL 003 BPL.

BRUNEL L. (1971) — Etude hydrogéologique du bassin de Bruz-Chartres. Rapport BRGM 71 SGN 003 BPL- DDA 35.

BRUNEL L. (1973) — Nappe du bassin tertiaire de Bruz-Chartres (I.-et-V.). Surveillance piézométrique, compléments d'information. Rapport BRGM 73 SGN 022 BPL- DDA 35.

BRUNEL L. (1975) — Révision des périmètres de protection des captages d'Ille-et-Vilaine. Rapport BRGM 75 SGN 269 BPL.

BRUNEL L. (1976) — Bassin tertiaire de Bruz-Chartres. Rapport BRGM 76 SGN 443 BPL<sup>1</sup>

BRUNEL L., DUCHÈNE R., KUKLAN S., TALBO N. (1976) — Surveillance piézométrique des bassins tertiaires de Bruz-Chartres, de La Groussinière, du Theil, de Saint-Grégoire, de Rannée. Rapport BRGM 76 SGN 443 BPL.

CARN A. (1983) — Compte rendu des recherches d'eau dans les alluvions de la Seiche - Forage d'essai. BRGM, rapport interne 83/21, déc. 1983.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN M., VILLEY M. (1983) — Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protéorozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques. Doc. BRGM, n° 67, 185 p.

CHAUVEL J.J., DURAND J. (1984) — Les niveaux conglomératiques phosphatés à gales de spilitite de l'Ordovicien de Bénéoc (Formation de Traveusot, Bretagne centrale). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 15, 1, 17-27, 1 pl.

CHAUVEL J.J., PHILIPPOT A. (1960) — Sur la discordance de la base du paléozoïque dans la région de Rennes (I.-et-V.). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 1, p. 1-6.

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, sér. II, p. 657-660.

CLÉMENT J.P. (1973) — Sables et graviers des environs de Rennes (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM 73 SGN 176 BPL (confidentiel).

- DADET P., HERROUIN Y., LAVILLE P., PARIS F. (1987) — Carte géol. France (1/50000), feuille Bain-de-Bretagne (388). Orléans : BRGM. Notice explicative par Y. Herrouin, P. Dadet, J. Guignes, P. Laville, H. Talbo (1989), 82 p.
- DANGÉARD L., MILON Y. (1921) — Étude de la formation rédo-nienne du Vieux-Chartres (Sud de Rennes) et de son contact avec l'Éocène. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 2, n° 4, p. 505-520.
- DANGÉARD L., MILON Y. (1922) — Contribution à l'étude du bassin tertiaire au Sud de Rennes. Découvertes de lits à poissons et à plantes dans les argiles noires au sommet du Chatien. *C.R. Acad. Sci., Paris*, vol. 174, p. 952-954.
- DANGÉARD L., MILON Y. (1926) — Observations sur le contact du Miocène et de l'Oligocène dans la carrière des Grands-Fours, Chartres (III-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 7, n° 1, p. 74-79.
- DAVY L. (1913) — Étude des scories de forges anciennes éparées 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.
- DEBRABANT P. (1970) — Typologie géochimique des calcaires. Application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques des massifs hercyniens français. Thèse Etat, Lille, 700 p.
- DELAGE (1875-76) — Profil géologique du chemin de fer de Rennes à Redon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 4, p. 226-230.
- DELAGE (1878-79) — Étude du calcaire de Lormandière. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 7, p. 426-444.
- DEPAPÉ G. (1924) — Végétaux fossiles des argiles à poissons de La Chausserie et de Lormandière à Chartres. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 5, 1, p. 32-49.
- DEUNFF J., CHAUVEL J.J. (1970) — Un microplancton à chitino-zoaires et acritarches dans des niveaux schisteux du Crés armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 6, p. 196-198.
- DOLLFUS G.F. (1900) — Le Miocène dans la région de l'Ouest. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XI, n° 73, p. 100-101.
- DOLLFUS G.F. (1903) — Faune malacologique du Miocène supérieur de Rennes (étage Redonien, gîte d'Apigné, III-et-Vilaine). *Assoc. Fr. av. sci.*, p. 656-662.

- DUBREUIL G. (1988) — Carte de Janzé à 1/50000 (Ille-et-Vilaine). Etude géophysique en appui à la cartographie géologique. Rapport BRGM 88 GPH 014.
- DUCHÈNE R., TALBO H. (1983) — Recherche d'eau dans les alluvions de la Seiche - Sondages mécaniques. BRGM rapport interne 83/14, sept. 1983.
- DURAND S. (1960) — Le Terraire de Bretagne : étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Mém. Soc. géol. Bretagne, vol. 12, p. 1-389.
- ESTÈOULE-CHOUX J. (1967) — Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Thèse Etat, Rennes, 319 p.
- ESTÈOULE-CHOUX J. (1983) — Altérations et silicifications au Terraire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France* (2), n° 4, p. 345-352.
- FAURE P. (1979) — Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. *Chron. rech. min.*, n° 451, p. 5-44.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J.P., WHATLEY R.C., MAYBURY C., MORZADÉC-KERFOURN M.T. (1989) — Les argiles et sables pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan) : sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes) et palynologie. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 55-78.
- GAUDANT J. (1989) — L'ichtyofaune stampienne des environs de Chartres-de-Bretagne, près de Rennes (Ille-et-Vilaine) : un réexamen. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 41-54.
- GLEMAREC L. (1929) — Etude de la faune graptolitique des ampèlites de Poligné (I.-et-V.). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 10, p. 87-153.
- GROS Y., LIMASSEY O. (1984) — La Bretagne méridionale au Cénozoïque. Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Rapport BRGM, SGR/PAL 84-27, 80 p.
- GUÉRROT 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, 315, p. 1741-1746.
- HENRY J.L. (1980) — Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, n° 22.

- HERROUIN Y., PARIS F. (1984) — Découverte de chitinozoaires au sommet de la Formation de Traveusot. Intérêt stratigraphique. C.R. de la RCP 705 « Géodynamique du Massif armoricain », Le Mans, p. 21.
- JAEGER J.L. (1959) — Etude de l'anomalie gravimétrique légère située au Sud-Ouest de Rennes (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM n° A 1451.
- JIGOREL A. (1978) — Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine : considérations géotechniques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 153 p.
- KERFORNE F. (1899) — Note sur l'Ordovicien du Sud de Rennes. *Bull. Soc. sci. médic. Ouest, Rennes*, vol. 8, p. 168-178.
- KERFORNE F. (1901) — Discordance du Cambrien sur le Précambrien près de Rennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 258-259.
- KERFORNE F. (1912) — Sur la tectonique de la région du Sud de Rennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D., vol. 154, p. 457-458.
- KERFORNE F. (1915) — Compte rendu des excursions du laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Rennes en 1915. *Bull. Soc. sci. médic. Ouest, Rennes*, vol. 24, p. 40-70.
- KERFORNE F. (1915) — Sur la présence de mylonites à la base du Cambrien au Sud de Rennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D., vol. 161, p. 594-595.
- KERFORNE F. (1916) — Compte rendu des excursions du laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Rennes en 1916. *Bull. Soc. sci. médic. Ouest, Rennes*, vol. 25, p. 44-72.
- KERFORNE F. (1918) — Compte rendu des excursions du laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Rennes en 1918. *Bull. Soc. sci. médic. Ouest, Rennes*, vol. 27, p. 18-28.
- KERFORNE F. (1920) — Compte-rendu des excursions du laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Rennes en 1919. *Bull. Soc. sci. médic. Ouest, Rennes*, vol. 28, p. 7-10.
- KERFORNE F. (1923) — Le contact de la nappe de la Vilaine avec son substratum entre Bruz et Lallué (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 4, 3, p. 282-285.
- KLEIN C. (1956) — Poudingue de Gourin et poudingue de Montfort sur le pourtour de la région silurienne au sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 977-995.

KUKLAN S. (1972) — Etude hydrogéologique du bassin tertiaire de La Groussinière (commune du Theil-de-Bretagne, 35). Rapport BRGM 72 SGN 175 BPL.

KUKLAN S., TALBO H. (1973) — Nappe du bassin tertiaire de La Groussinière (I.-et-V.). Etude hydrogéologique. Période août 1972 - juillet 1973. Rapport BRGM 73 SGN 393 BPL.

KUKLAN S., TALBO H. (1974) — Nappe du bassin tertiaire de La Groussinière (I.-et-V.). Surveillance piézométrique août 1973 - octobre 1974. Rapport BRGM 74 SGN 383 BPL.

KUKLAN S., TALBO H. (1974) — Alimentation artificielle des nappes des bassins de la forêt du Theil et de La Groussinière (I.-et-V.). Etude préliminaire. Rapport BRGM 74 SGN 390 BPL.

LAUNAY L. (de) (1913) — Traité de métallogénie. Gîtes minéraux et métallifères. Paris : Bérannger édit., 3 vol.

LAURIAT-RAGE A. (1981) — Les bivalves du Redonien (Pliocène atlantique de France). Signification stratigraphique et paléobiogéographique. Mém. Muséum nation., hist. nat., sér. C, vol. 45.

LAURIAT-RAGE A., GRAZZINI C. (1977) — Signification climatique des bivalves du Pliocène de la France (Redonien) d'après leur étude biogéographique et isotopique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, vol. 284, n° 24, p. 2475-2478.

LEBESCONTE P. (1886) — Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), 14, p. 776.

LEBESCONTE P. (1896) — Présentation de la carte géologique détaillée de Rennes. *Bull. Soc. sci. méd. Oues.*, Rennes, vol. 5, p. 50-60.

LEBESCONTE P. (1898) — Périodes géologiques : gallo-romaine et franque. Leurs relations avec le Quaternaire, le Pliocène et l'époque moderne. *Bull. Soc. sci. méd. Oues.*, Rennes, p. 372.

LEBESCONTE P. (1900) — Coupe géologique de Belle-Etoile près de St-Senoux à Haute-Bouexière près la station de Guichen-Bourg-des-Comptes. *Bull. Soc. sci. méd. Oues.*, Rennes, vol. 9, p. 179-181.

LE CORRE C. (1965) — Données lithostratigraphiques nouvelles sur l'Ordovicien inférieur et le Silurien dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 7, n° 6, p. 876-878.

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

- LEFORT J.P. (1975) — Le socle péritarmoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse Etat, Rennes, 250 p.
- LE POEZAT-GUIGNER S. (1967) — Etude géologique de la terminaison périsynclinale de Pléchatel (synclinalorium de Martigné-Fer-chaud). D.E.S., Rennes, 27 p.
- LESSARD L. (1956) — Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes. Terminaison périanthéonale de Saint-Senoux. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, n° 2, p. 1-21.
- LODIN M. (1895) — Note sur des dégagements de gaz inflammables survenus dans des mines métalliques notamment dans celle de Pontpéan. *Ann. Mines*, 9<sup>e</sup> sér., t. VIII, p. 40-105.
- LODIN M. (1908) — Notice historique sur l'exploitation des mines de Pontpéan (Ille-et-Vilaine). *Ann. Mines*, 10<sup>e</sup> sér., t. XIV, p. 5-72.
- MANSUY C. (1983) — Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition stratigraphique, affinités biologiques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 108 p.
- MARGEREL J.P., BREBION P., BUGE E., LAURIAT A. (1972) — Découverte d'un bassin redonien à La Groussinière (commune du Theil-de-Bretagne, Ille-et-Vilaine). 97<sup>e</sup> Congrès soc. sav., Nantes, 45 p.
- MASSIEU (1869) — Procès-verbal de visite de la mine de plomb et zinc argentifères de Pontpéan, par l'ingénieur ordinaire des Mines. Rennes : Oberthur impr.
- MEYNIER A. (1940) — La formation du réseau hydrographique de la Vilaine. Etude géographique. *Ann. Bretagne*, Rennes, vol. 47, p. 152-184.
- MEYNIER A. (1947) — Influences tectoniques sur le relief de la Bretagne. *Ann. géogr.*, vol. 56, n° 303, p. 170-177.
- MEYNIER A. (1958) — Quelques formes de relief périalpinaire en Bretagne, 1<sup>er</sup> article : Bretagne intérieure orientale. *Noroi*, Caen, n° 20, p. 373-398.
- MEYNIER A. (1965) — Les abrupts asymétriques du Massif armoricain. *Noroi*, Caen, vol. 42, n° 46, p. 145-164.
- MILON Y. (1928) — Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, Paris.
- MILON Y. (1936) — Le cycle sédimentaire Rupélien-Chattien. Les sarpopels zones de l'Oligocène du Sud de Rennes, et le rôle des « Fleurs d'eau ». *C.R. Soc. géol. minér. Bretagne*, n° 2, p. 4-7.

- MILON Y., LUCAS G. (1933) — Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille-et-Vilaine. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 11, p. 175-176.
- MONNIER J.L., JUMEL G., JUMEL A. (1981) — Le Paléolithique inférieur de la cote 42 à Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine). Stratigraphie et industrie. *Bull. S.P.F.*, t. 78, n° 10-12, p. 317-328.
- MORZADÉC-KERFOURN M.T. (1973) — Le Quaternaire du Massif armoricain. *Ann. sci. univ. Besançon, Géologie*, 3<sup>e</sup> sér., fasc. 21, p. 75-80.
- MOUSSU R., PROUHET J.P. (1957) — Rapport sur la mine de Pontéan (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM A. 1168.
- MULOT B. (1969) — Inventaire des gisements de grès à zircon et rutile de la Bretagne, de la Basse-Normandie et des pays de la Loire. Rapport BRGM inédit.
- OLLIVIER-PIERRE M.F. (1980) — Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 25, p. 1-239.
- PHILIPPOT A. (1950) — Les Graptolites du Massif armoricain ; étude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. VIII.
- PHILIPPOT A. (1960) — Observations sur l'anticlinal de La Corbi-nais-Benioe (synclinorium de Martigné-Ferchaud). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, p. 79-86.
- PHILIPPOT A., CHAUVÉL J.J. (1957) — Relations entre les niveaux de la base du Paléozoïque et les assises inférieures, dans les synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 2, p. 15-34.
- PILLARD F., CHAURIS L., LAFORÊT C. (1985) — Inventaire minéralogique de la France. N° 13 : Ille-et-Vilaine. Orléans : BRGM édité, 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.
- RENDU M. (1865) — Etude sur les terrains des environs de Rennes dans leur rapport avec la végétation. Thèse Etat, Montpellier, 202 p.
- SORAYE-RACAPE M. (1982) — Janzé, ses origines, son histoire. Janzé : Salmon édité.
- TALBO H. (1982) — Examen des possibilités de renforcer l'exploitation d'eau souterraine dans le secteur de Bourhan, commune de St-Senoux (I-et-V.). BRGM, rapport interne 82/18, octobre 1982.

TROMELIN G. (de), LEBESCONTE P. (1875) — Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire-inférieure, du Morbihan. Ass. franc. av. sciences, congrès Nantes, p. 601-661.

VASSEUR G. (1881) — Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Thèse, Paris.

VELDE D. (1970) — Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. *Bull Soc. géol Fr.* (7), XII, n° 5, p. 843-855.

### **Carte géologique de la France à 1/80000**

Feuille *Château-Contre* (91). 1<sup>re</sup> édition (1895), par L. Bureau, D.P. Oehlert ; 2<sup>e</sup> édition (1941), par L. Bureau, D.P. Oehlert ; 3<sup>e</sup> édition (1967), par E. Raguin, C. Le Corre.

Feuille *Laval* (76). 1<sup>re</sup> édition (1905), par D.P. Oehlert, A. Bigot, H. Martre ; 2<sup>e</sup> édition (1960), par L. Berthois, G. Lucas, A. Renaud, Y. Milon, A. Philippot.

Feuille *Redon* (90). 1<sup>re</sup> édition (1890), par C. Barrois, L. Bochet ; 2<sup>e</sup> édition (1938), par C. Barrois, P. Pruvost ; 3<sup>e</sup> édition (1964), identique à la 2<sup>e</sup> édition.

Feuille *Rennes* (75). 1<sup>re</sup> édition (1894), par C. Barrois, P. Lebesconte ; 2<sup>e</sup> édition (1941), identique à la 1<sup>re</sup> édition ; 3<sup>e</sup> édition (1966), réimpression et modifications de S. Durand.

### **Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/500 000**

Feuille *Nantes* (1979), coordination par J. Mélioux.

### **DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES**

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique national, avenue de Concy, 45060 Orléans, ou au service géologique régional Bretagne, 4 bis 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 SGR 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.

— à l'Institut de géologie, Campus de Beaulieu à Rennes.

— chez M. C. Seigneur à Pompéan (échantillons, documents et objets provenant de la mine de Pompéan).



## AUTEURS

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la

:

— introduction, description des terrains, ressources minérales et carrières, occupation du sol, par F. TRAUTMANN, géologue au BRGM, avec la participation de J.F. BECQ-GIRAUDON, ingénieur géologue au BRGM ;

— géologie structurale par F. TRAUTMANN, avec la participation de C. CASTAING, ingénieur géologue au BRGM ;

— hydrogéologie, par A. CARN, hydrogéologue au BRGM.

La coordination a été assurée par F. TRAUTMANN.

*Remerciements.* Sont remerciés pour leur collaboration : Y. HERROUIN, P. BOS, J. CHANTRAINE, M. VILLEY (BRGM), J.L. BONJOUR (univ. Rennes), Mlle MAILLOUSSE, M. SALOMON (DDE-35), M. SEIGNEUR (Pompéan).

Présentation au CCGF : 20 juin 1991.  
Acceptation de la carte et de la notice : 28 novembre 1991.  
Impression de la carte : 1994.  
Impression de la notice : janvier 1994.



*COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)*

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert				Prof. en m.	Z toit des formations arrondis au mètre	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)					
353-1-66 BRGM	296,45	2347,20	+ 32	38		Sable argilo-grave- lieux rouge Argiles compactes grises, vertes ou brunes pyriteuses	Éocène sup. à Stampien inférieur	Pliocène
353-2-54 (puits du lotissement) cf. Y. Milton	298,56	2343,10	+ 22	28		Argile noire à gypse et pyrite	Éocène sup. à Stampien inférieur	
353-2-57 BRGM	299,01	2342,50	+ 24	37		Argiles grises ou noires pyriteuses et gypseuses	Éocène sup. à Stampien inférieur	Briovérien altéré
353-2-59 BRGM	299,05	2342,67	+ 23	5		Argile bleue à frag- ments de schiste barroïse	Briovérien altéré	
353-2-60 BRGM	299,07	2340,27	+ 32	29		Sable argileux brun à fragments de lignite	Éocène sup. à Stampien inférieur	
353-2-61 BRGM	299,40	2341,05	+ 26	8		Silt argileux ocre à gris	Briovérien altéré	
353-2-62 BRGM	298,45	2341,70	+ 27	23		Argiles brunes, grises à roses, à gypse, pyrite	Éocène sup. à Stampien inférieur	
353-2-63 BRGM	298,10	2344,45	+ 25	26		Sable carbonaté fin blanc jaunâtre, fossilifère	Mio-Pliocène	
353-2-64 BRGM	299,65	2345,29	+ 22	29		Argile séricitique blanchâtre	Altérites remaniées au Paléogène	
						Argile grise à frag- ments de schiste	Briovérien altéré	

*COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)*

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert				Prof. en m.	z toit des formations arrondi au mètre	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au m)					
353-2-65 BRGM	298,85	2345,02	+ 22	23		Sable argillo-graveleux ocre Argile grise ou marron, débris végétaux	Pliocène Écène sup. à Stampien inférieur	
353-6-13 BRGM	299,87	2328,90	+ 57	11		Argile bariloée siliceuse, graviers vers la base Argile grise à graviers de grès Schiste séchitique altéré jaune-rose	Pliocène colluvionné Schistes de Riadan	
353-6-14 BRGM	299,77	2328,90	+ 57	11		Argile siliceuse à graviers de grès Argile compacte grise panachée d'ocre Argile siliceuse beige à concrétions carbonatées, un peu sableuse Sable graveleux jaune Schiste gris-rose à fragments de quartz et de grès	Pliocène marin fossilifère Pliocène colluvionné Schistes de Riadan	
353-8-43 BRGM	317,22	2328,52	+ 70	6		Sable argileux gris à ocre Sable grossier brun ocre Argile noire à fragments de schiste	Pliocène Schistes d'Angers altérés	
353-8-44 BRGM	317,12	2328,65	+ 75	17		Sable rouge plus grossier Sable gris-bleu, fin glauconieux, fossilifère	Pliocène Pliocène (Reuverien)	



