

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

# CHÂTEAU- -GONTIER

**CHÂTEAU-  
-GONTIER**



La carte géologique à 1/50 000  
CHÂTEAU-GONTIER est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)  
à l'est : LA FLÈCHE (N° 92)

Cossé- -le-Vivien	Meslay- -du-Maine	Loué
Craon	CHÂTEAU- -GONTIER	La Flèche
Segré	Le Lion- -d'Angers	Baugé

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
DES P. et T. ET DU TOURISME  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
CHÂTEAU-GONTIER A 1/50 0000

par

R. BROSSÉ, B. GUÉRANGÉ, J. GUÉRANGÉ-LOZES,  
Y. HERROUIN, E. HOULGATTE, G. MOGUEDET et A. PELHÂTE

avec la collaboration de H. ETIENNE, J.-M. LUTZLER et Ch. VAUTRELLE

1988

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

## SOMMAIRE

	Pages
<b>PRÉSENTATION DE LA CARTE</b>	5
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</b>	6
<i>BRIOVÉRIEN</i>	6
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	6
<i>ANTÉCARBONIFÈRE</i>	6
<i>CARBONIFÈRE</i>	7
<i>MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>	8
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	9
<i>BRIOVÉRIEN</i>	9
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	15
<i>SECONDAIRE</i>	24
<i>TERTIAIRE</i>	26
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	30
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	33
<i>ÉLÉMENTS DE TECTONIQUE</i>	33
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	40
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	40
<i>SUBSTANCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	44
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	46
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	46
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	46
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	48
<b>AUTEURS</b>	48

## PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Château-Gontier recouvre une partie des départements de la Mayenne et du Maine et Loire. L'essentiel des affleurements est à rapporter au Briovérien classiquement rapproché du Protérozoïque de l'Armorique centrale mais dont un âge cambro-trémadocien inférieur *pro parte* n'est pas à exclure. Le Briovérien dessine une zone anticlinoriale centrale séparant deux unités paléozoïques différentes. Au Nord-Est se dresse la bordure méridionale du Bassin de Laval, au Sud-Ouest le synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe, terminaison angevine du pli de Martigné-Ferchaud (zone des synclinaux du Sud de Rennes). Au Sud de ce pli, dans la partie sud-ouest de la carte, apparaît le Briovérien de ranticlinorium du Lion-d'Angers qui le sépare des ondulations paléozoïques plus méridionales (synclinal d'Angers).

Les terrains mésozoïques sont les témoins les plus occidentaux des transgressions du Lias et du Crétacé supérieur sur les marges du Massif armoricain ; sur le plan géologique, le Bassin parisien commence ici. Le petit affleurement liasique marque le début des auréoles jurassiques que l'on peut suivre, pratiquement sans interruption, à travers le Maine et la Normandie jusqu'aux falaises de la Manche. On remarque l'avancée des terrains crétacés qui dépassent en transgression les assises du Lias pour venir recouvrir directement le socle armoricain ; c'est là un des traits caractéristiques de la géologie du Mésozoïque de l'Anjou.

Les terrains cénozoïques sont à rattacher aux transgressions miocènes (mer des faluns) et pliocènes de provenance atlantique. L'érosion en a fait disparaître de grandes surfaces. Le Miocène est cantonné dans des dépressions de son substratum ; le Pliocène culmine sur quelques points hauts de la topographie.

Les dépôts fluviatiles quaternaires sont étendus ; on y remarque de vastes épandages de plateau avant les creusements des vallées, puis un bel étagement des terrasses tout au long de la Sarthe et de la Mayenne.

Les traits les plus marquants de la morphologie sont attribuables aux assises paléozoïques, et en particulier aux grès ordoviciens qui dressent des crêtes de type appalachien aussi bien sur le flanc sud du bassin de Sablé (points culminants de la carte entre 100 et 110 m vers Grez-en-Bouère et Bouère), que sur les deux flancs du synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe. Les terrains briovériens édifient un plateau qui monte doucement du Sud vers le Nord. On peut y voir les restes de l'ancienne surface anté-cénomaniennne, remaniée par l'ingression miocène et encore reprise lors des épandages pliocènes et quaternaires anciens. L'arasement des grès est scellé par des alluvions plio-quaternaires (la Jaille-Yvon, Marigné).

Les terrains mésozoïques, affaissés entre deux failles, donnent quelques buttes aux sommets plats qui dominent de 30 à 40 m la surface d'aplanissement qui tranche le Briovérien.

Des basculements épirogéniques récents ont redonné de la vigueur à l'érosion et sont responsables du creusement des vallées, du dégagement de topographies fossiles et de la surimposition des cours d'eau. La vallée de la Mayenne est étroite et encaissée, celle de la Sarthe plus évasée. L'épigénie des deux cours d'eau est nette ; la cluse de la Mayenne, au travers du synclinal de Châteauneuf est bien dessinée ; tout aussi spectaculaire est la surimposition de la Sarthe aux terrains paléozoïques du bassin de Sablé (feuille de la Flèche). Signalons le point de vue remarquable du château d'eau de Beaumont, à l'Est de Saint-Denis d'Anjou.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

### BRIOVÉRIEN

Les données géophysiques (gravimétrie, sondages électriques) mettent en évidence dans la région de Château-Gontier une anomalie gravimétrique lourde, située vers 600-1 000 mètres de profondeur. Cette anomalie peut traduire, soit la présence de formations basiques "intra-briovériennes" non connues à l'affleurement, soit plus probablement l'existence à ce niveau du plancher du "Briovérien", constitué ici de matériaux denses.

Quoi qu'il en soit, les dépôts les plus anciens identifiés de la série (grauwackes *lato sensu*) correspondent à une sédimentation détritique de plate-forme, attribuable au domaine marin : sédiments fins mis en place par décanation rythmée, alternant avec des matériaux gréseux non-classés, à composition géochimique plutôt sodique. Ces formations proviennent du démantèlement d'un socle renfermant des roches magmatiques acides (socle cadomien ?).

Les dépôts qui succèdent (alternances silto-gréso-carbonatées) montrent une évolution notable de la maturité des sédiments (disparition des débris lithiques, disparition progressive, d'abord du feldspath potassique, puis du plagioclase acide), marquant l'enneigement de la plate-forme et l'ouverture à la mer.

La formation détritique fine (siltites vertes) qui se superpose, témoigne d'un cycle marin transgressif.

Les sédiments sommitaux de la série "briovérienne" (siltites et grès blancs vers le haut) préparent au passage aux Grès armoricains qui dans la région de Château-Gontier, semble bien progressif et en continuité de sédimentation.

La structuration tectono-métamorphique de la série "briovérienne" est essentiellement hercynienne. Aucune trace notable de volcanisme synsédimentaire n'a été reconnue.

L'âge de cette série doit être discuté. Des arguments sédimentologiques, lithostratigraphiques et structuraux convergent pour attribuer au "Briovérien" de la feuille Château-Gontier, à titre d'hypothèse, un âge, non pas Antécambrien, mais Infracambrien à Trémadocien inférieur.

### PALÉOZOÏQUE ANTÉCARBONIFÈRE

La suite sédimentaire ordovicienne à silurienne *pro parte* est la seule conservée dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud (niveau d'érosion ou lacune sédimentaire).

Le début de la sédimentation paléozoïque reconnue se marque par des dépôts détritiques rouges immatures d'épandages de piedmont d'âge encore incertain (partie supérieure du Cambrien ou Trémadoc longuement développée dans les régions occidentales des synclinaux du Sud de Rennes, mais non représentée sur cette terminaison orientale) et se poursuit durant l'Ordovicien par des terrigènes (Grès et Argilites) déposés dans un bassin de plate-forme intracratonique proche du continent gondwanien. Au passage Ordovicien-Silurien, la lacune sédimentaire de l'Ashgill et du Llandovery *pro parte* peut s'expliquer par le développement et les fluctuations de l'inlandsis saharien lors des glaciations de

la fin de l'Ordovicien, entraînant des variations du niveau marin. Lorsqu'elle a été reconnue, la sédimentation durant le Llandovery, est arénacée mais néanmoins avec des intercalations d'argilites noires ampéliteuses. Au Wenlock et au Ludlow, les sédiments sont essentiellement des siltstones ou argilites noires ampéliteuses. Ces faciès riches en matière organique caractérisent un milieu réducteur de type euxinique, à faune planctonique ou épiplanctonique : Chitinozoaires, Acritarches, Ostracodes, Graptolites et Bivalves.

Dans la partie sud-est du synclinorium de Laval, l'absence d'Ordovicien inférieur et moyen est expliqué par le contact tectonisé de la bordure du synclinorium de Laval, avec le Briovérien. Des coulées pyroclastiques chaudes (ignimbritiques) se sont produites à la base de l'Ordovicien supérieur (Caradoc) ; ces manifestations sont vraisemblablement en relation avec l'extension de la croûte continentale, reconnue à l'Ordovicien supérieur dans d'autres régions du Massif armoricain (presqu'île de Crozon). Le phénomène s'est répété, durant le Silurien, car des coulées basiques en coussins sont interstratifiées dans la Formation de Souvigné. Pendant le Dévonien inférieur (Gédinnien-Siegénien), la sédimentation est de type plate-forme, tout d'abord arénacée mature puis argilo-carbonatée soit de vasière interne, soit de plate-forme ouverte. L'absence de Dévonien moyen et supérieur, reconnu plus à l'Ouest dans le synclinal du Menez-Bel-Air, et dans la partie occidentale du domaine centre-armoricain, semble devoir être rapportée à une lacune sédimentaire, écho à la fin de l'Acadien des événements actifs dans les parties internes de la chaîne hercynienne.

### *CARBONIFÈRE*

(partie sud-est du synclinorium de Laval)

Les dépôts du Carbonifère inférieur sont discordants cartographiquement sur les terrains paléozoïques antérieurs. Ils ont été piégés dans un bassin sédimentaire initié au Tournaisien par un mouvement distensif, comme le soulignent les volcanites spilitiques reconnues sur la feuille voisine à 1/50 000 Meslay-du-Maine. Les caractères de la sédimentation reconnus dans la Formation de Saint-Brice permettent d'évoquer la morphologie de ce bassin :

—abrupts engendrés par les fractures bordières, continuellement réactivés alimentant les débris-flows, avec reprise, d'une partie du matériel par des courants de turbidites, suivie de dépôt, dans certains compartiments réceptacles, des détritiques,

—existence de domaines protégés de ces courants et captant les débris phytogènes (houille au NW de Saint-Brice et sur le flanc sud du synclinal de Sablé).

La subsidence accrue au Sud-Ouest traduit une différence de compartiment dans la stabilité de la croûte, qui persistera au cours du Tournaisien et du Viséen ; une zone de fractures, jalonnée de Sablé à Bouessay sur le domaine de la carte, fonctionnant en distension devait exister entre une zone subsidente méridionale et une zone stable septentrionale. L'ouverture progressive de ce bassin se marque par la présence de niveaux marins au Tournaisien moyen (Bois-Gamats, vallée de la Mayenne, feuille à 1/50 000 Cossé-le-Vivien).

Dans la zone méridionale, la sédimentation terrigène très fine, marine à Brachiopodes, Trilobites et Echinides: la Formation de Grez-en-Bouère ne représente que le terme ultime franchement marin de la Formation de Saint-Brice.

La transgression marine est nette à la fin du Tournaisien, les apports terrigènes cessent. Dans la zone de subsidence maximale, (synclinal de Bouère) existent des horsts qui rendent possible l'installation de petits mud-mounds waulsortiens à une profondeur voisine de 200m et aux alentours desquels s'établissent des épandages de boues à débris de Crinoïdes. L'ennoyage de ces récifs se fait au cours du Viséen inférieur et moyen. Au Nord-Est de cette zone récifale (synclinal de Solesmes), à la fin du Tournaisien et pendant le Viséen inférieur se dépose une série marine carbonatée, à riche faune benthique, Algues et Foraminifères (150 m de puissance) sous une tranche d'eau généralement assez faible (zone photique) ce qui implique une subsidence modérée. Le milieu est restreint au début du Viséen, par l'effet de barrière des mud-mounds waulsortiens. Un changement paléogéographique se produit, au début du Viséen supérieur, avec possibilité d'émersion : existence de galets de calcaire viséen inférieur à moyen remaniés, à la base des détritiques piégés dans le nouveau bassin sédimentaire. Ce dernier fonctionne durant le Namurien-Westphalien inférieur (?) en pull-apart ; les dépôts terrigènes et phytogènes comparimentés sont alors sous le contrôle d'accidents cisaillants. Cette période est essentiellement une phase de comblement marquée par le passage des faciès marins basaux aux faciès lacustres sommitaux. Un stade de structuration (Westphalien) correspond à la fermeture du bassin (voir chapitre tectonique).

### *MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE*

La transgression liasique s'établit au Pliensbachien. La sédimentation jurassique est continue jusqu'à l'Oxfordien (feuille de la Flèche). Le régime continental s'établit ensuite sans interruption jusqu'au Cénomanién. Les dépôts sablo-argileux, de faciès deltaïque, témoins d'apports fluviaux de provenance armoricaine durant le Cénomanién inférieur, ne sont représentés ici que par un très petit affleurement d'argiles noires, en bordure orientale de la feuille, alors qu'ils couvrent de vastes surfaces en Maine et en Anjou.

La sédimentation marine reprend au Cénomanién moyen et se poursuit jusqu'au Sénonien moyen. Les faciès sont toujours littoraux et à dominante terrigène ; les sables glauconieux sont présents à tous les niveaux et prennent de l'importance au Cénomanién supérieur : sables et grès glauconieux de Morannes. Les épisodes carbonatés sont réduits. Le premier, au Cénomanién supérieur - marnes à ostracées - se traduit le plus souvent par un silt carbonaté et glauconieux, riche en Huîtres, entrecoupé de surfaces durcies. Le second au Turonien - craie tuifeau - se réduit à quelques décimètres de craie micacée dans des sables verts à silex. Les formations sableuses sénoniennes sont puissantes.

L'émersion qui se produit dès le Sénonien moyen se prolonge dans l'Eocène. Elle permet l'élaboration de grès, parfois avec des traces de paléoflore éocène, qui résultent de la cimentation des sables sénoniens. C'est un phénomène de type pédologique, la mobilisation de la silice étant attribuable à des causes climatiques. A l'Eocène, par ailleurs, s'installe une sédimentation lacustre calcaire.

L'Oligocène est inconnu. Une nouvelle transgression - la mer des faluns - rétablit le régime marin au Miocène : elle a dû couvrir une vaste surface étant donné l'étalement de ses dépôts préservés par l'érosion. Cette sédimentation se poursuit au Pliocène sous un faciès sensiblement identique : faluns redoniens.

Mais la mer se retire vers l'Atlantique en même temps qu'apparaissent sur ses rivages orientaux des dépôts littoraux très grossiers.

Le Quaternaire voit le creusement prononcé des vallées en rapport avec des mouvements épigéniques. Les terrasses sont nombreuses, bien étagées ; les dépôts fluviatiles les plus anciens dominent souvent de très haut les alluvions récentes. D'importants glissements affectent les sables sénoniens ; une solifluxion périglaciaire peut les expliquer mais elle n'en est pas l'unique cause, les ruissellements actuels étant encore très actifs.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **BRIOVÉRIEN**

#### **Roches sédimentaires**

##### **Données lithostratigraphiques**

La confrontation des données lithologiques et structurales a permis d'établir la succession lithologique suivante de bas en haut (fig. 1) :

- formation des grauwackes,
- formation des alternances silto-grésos-carbonatées,
- formation des siltites vertes.

**bG. Formation des grauwackes.** C'est la formation la plus ancienne de la série "briovérienne" de la région de Château-Gontier ; sa base n'est pas connue.

Elle est constituée pour l'essentiel d'une alternance de bancs :

- d'arénites fines à grossières (grauwackes) très riches en feldspaths, en fragments lithiques et en quartz translucides à facture volcanique. Les roches sont de couleur verdâtre. La puissance des bancs est d'ordre métrique à décamétrique ;
- d'interlits décimétriques à métriques de siltites vertes.

Dans les niveaux de grauwackes, on observe fréquemment des bancs ou des lentilles microconglomératiques ou conglomératiques à abondants petits galets de quartz.

Au sommet de cette formation, on note d'abord une diminution de la puissance des bancs d'arénite, corrélative à une augmentation de la puissance des bancs de siltites vertes, ces dernières finissant par devenir prépondérantes. La puissance de cette formation serait de l'ordre de 500 m.

Au point de vue pétrographique\*, les arénites sont des roches constituées d'éléments anguleux, non classés, dispersés dans une matrice abondante. Parmi ces éléments, les débris monominéraux (principalement quartz et feldspaths) sont en général plus abondants que les débris de roches. Notons l'absence de fragments de phtanite. L'importance de la matrice et l'absence de classement permettent de classer ces arénites dans les grauwackes *lato sensu*.

\* Les études pétrographiques ont été effectuées par P. Chèvremont BRGM ORLEANS

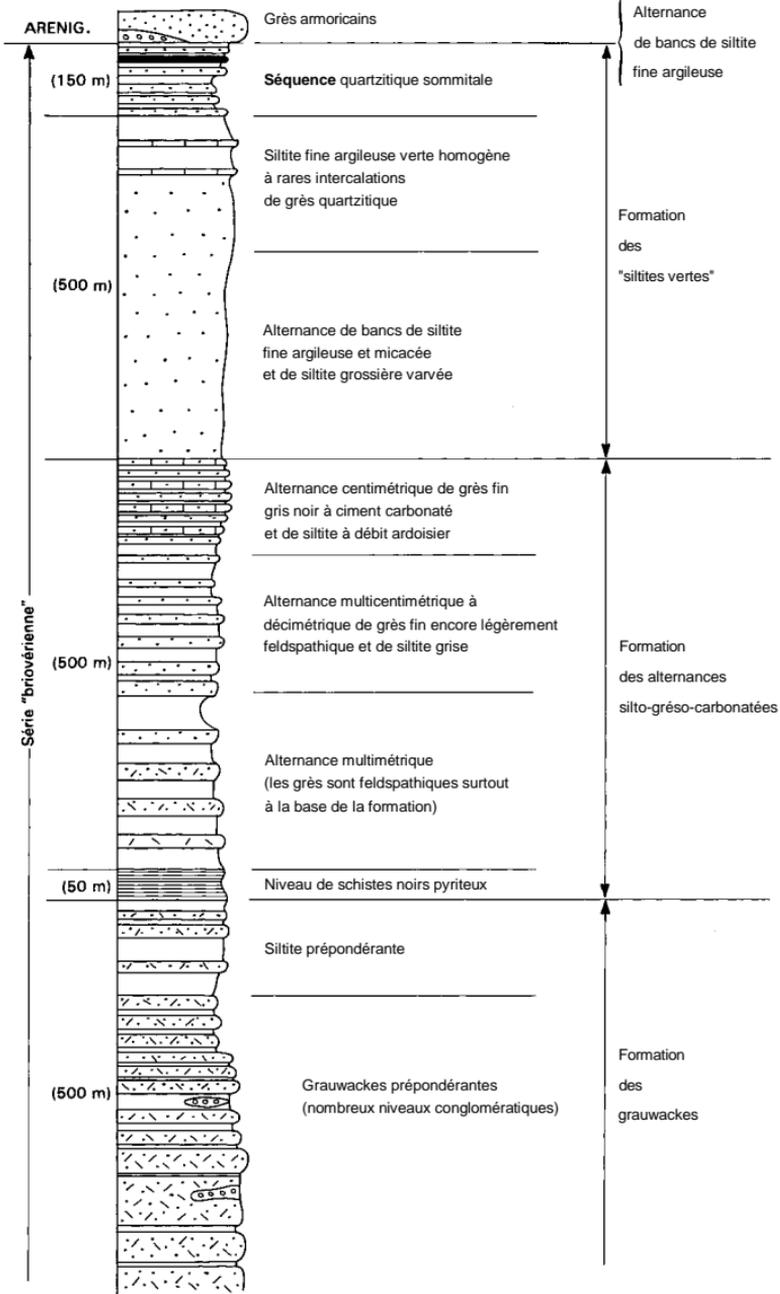


Fig. 1 - Colonne lithostratigraphique de la "série briovérienne"

Dans l'ensemble, la composition des différents termes de la formation des grauwackes *lato sensu* est assez homogène sur le plan régional. Cependant, au cœur des anticlinaux, se trouvent les sédiments les plus immatures, caractérisés par une granulométrie en moyenne plus grossière et par une plus grande richesse en débris de roches et de feldspath potassique : ce sont des microconglomérats polygéniques (bG<sub>1</sub>) provenant d'une source proche. Cette source était un socle renfermant des roches éruptives acides, plutoniques à volcaniques.

**bC. Formation des alternances silto-grés-carbonatées.** Cette formation peut être elle-même subdivisée en quatre termes, de bas en haut :

— un niveau de schistes noirs très pyriteux et puissant d'environ 50 m, qui sépare cette formation de la formation des grauwackes,

— une alternance de bancs multimétriques de grès feldspathiques verdâtres et de siltites vertes,

— une alternance de bancs multicentimétriques à décimétriques de grès fins de couleur grise, encore légèrement feldspathiques et de siltites grises à noirâtres,

— et au sommet, une alternance de bancs centimétriques à décimétriques comprenant :

- des grès fins noirs à nodules carbonatés de taille décimétrique,
- des grès fins siliceux gris-noir,
- des carbonates assez rares, (bC<sub>1</sub>),
- des siltites grises à débit ardoisier.

De nombreuses pistes de vers de type *Planolites* ont été observées dans ce dernier terme.

La puissance de cette formation est d'environ 500 mètres.

Au point de vue pétrographique, cette formation se distingue nettement de la précédente par une évolution notable de la maturité des sédiments : les débris lithiques sont totalement absents ; le feldspath potassique est déjà peu abondant à la base de la formation et disparaît rapidement ensuite ; le plagioclase acide est généralement présent, en particulier dans les grès, mais devient de plus en plus rare du bas vers le haut de la formation ; par contre la tourmaline est globalement plus fréquente que dans la formation des grauwackes et est même relativement abondante dans certains échantillons.

**bS. Formation des siltites vertes.** On peut subdiviser cette formation de couleur verte en deux termes, de bas en haut :

— une alternance de bancs de siltites fines argileuses et micacées et de siltites grossières varvées, riches en figures sédimentaires et dont l'épaisseur peut atteindre 250 mètres,

— un ensemble épais de 250 m environ de siltites fines argileuses très homogènes dans lequel se placent :

- 'une part, de rares niveaux carbonatés plus ou moins noduleux,
- d'autre part, des bancs de grès à quartz translucide (à facture volcanique), rares à la base et devenant plus nombreux et plus puissants vers le sommet, annonçant la séquence suivante.

**bG-S. Formation des grès blancs et siltites, sommitale.** Cette formation qui s'estompe progressivement au droit de la Mayenne prend son extension maximale plus à l'Est, dans la fermeture périclinale de Châteauneuf-sur-Sarthe (feuille du Lion d'Angers).

Au niveau de la cluse de la Mayenne, on observe des alternances de siltites vertes, parfois lie-de-vin, et de grès fins très siliceux, riches en minéraux lourds, constituant des bancs d'épaisseur croissante vers le haut, pouvant devenir métriques. Ces grès sont à tous égards comparables aux Grès armoricains *stricto sensu* qu'ils annoncent. Du point de vue pétrographique, ces grès contiennent des éléments parfois arrondis et/ou jointifs. Parmi les éléments détritiques, le feldspath potassique n'a été observé que dans un seul échantillon, tandis que le plagioclase acide et/ou la muscovite ne sont présents que sporadiquement et toujours en faible quantité. La tourmaline est un minéral commun qui se présente généralement en cristaux très automorphes et une simple étude microscopique n'est pas suffisante pour savoir si ce caractère est dû à la bonne conservation de la tourmaline lors des processus physico-chimiques d'érosion, transport, sédimentation ou à une origine hydrothermale post-sédimentaire.

Vers l'Est, apparaissent des masses grés-quartzitiques matures, séricito-schisteuses et argilo-schisteuses azoïques. Ce sont des grès-quartzites blancs à jaunâtres, le plus souvent foliés ou écrasés, de granulométrie hétérométrique, essentiellement quartzeux, pauvres en phyllites chlorito-séricitique et en micas détritiques. Les grains grossiers, dépassant souvent le millimètre, sont noyés dans une matrice quartzo-siliceuse fortement recristallisée (cristallisation polygonale), parfois à structure en lanières. De rares gros éléments de quartz noirâtre polycristallin confèrent à la roche un aspect faiblement "poivré". Aucun feldspath maclé n'a pu être observé. Les minéraux lourds, tourmaline (automorphe et arrondie), zircon, magnétite et opaque ferro-titanes sont peu abondants.

A la faveur de travaux de terrassements et sous un fort couvert d'altérites, on peut observer des niveaux pluridécamétriques de séricitoschistes blanchâtres à très blancs où s'intercalent quelques passées silto-gréséuses plus ou moins rubanées et des faciès fins gris-verdâtres plus typiquement briovériens.

La disparition progressive d'Ouest en Est, au niveau de la feuille Craon, des formations rouges et conglomératiques de Pont Réan, en discordance angulaire sur le Briovérien des régions occidentales et la continuité apparente de sédimentation du Briovérien jusqu'aux Grès armoricains dans les régions orientales, constituent l'une des clés du calage stratigraphique du Briovérien de Bretagne centrale, qui, de ce fait, pourrait être au moins *pro parte*, post-Protérozœïque. Deux domaines tendent ainsi à se distinguer : un domaine occidental instable marqué par une rupture de sédimentation majeure passant progressivement à un domaine oriental de sédimentation plus stable.

### **Caractérisation sédimentologique des formations**

Du bas vers le haut la série "briovérienne" montre un remarquable gradient croissant de la maturité des sédiments se traduisant d'une part, par une diminution globale de la taille des éléments détritiques, d'autre part, par la disparition progressive des débris de roches puis des fragments feldspathiques dans l'ordre de leur fragilité décroissante : le feldspath potassique disparaît pratiquement dès le sommet de la formation des grauwackes alors que le plagioclase acide disparaît presque totalement au sommet de la formation des alternances.

Dans la formation des siltites vertes l'existence de minces lits riches en minéraux lourds tels que tourmaline, zircon, leucoxène, oxydes métalliques, et la présence de plus en plus fréquente vers le sommet de bancs de grès quartzeux sont deux facteurs qui montrent que le passage aux grès armoricains, semble bien progressif et en continuité de sédimentation, et non pas aussi brusque et structural que cela était admis jusqu'à présent.

## **Discussion de l'âge de la série "briovérienne"**

### **• Arguments biostratigraphiques**

Aucun fossile ou microfossile n'a été trouvé dans les diverses formations de cette série. Cependant l'existence dans cette série de nombreuses pistes de vers de type *Planolites*\*, alors que celles-ci sont totalement absentes dans les formations briovériennes caractérisées (type Briovérien normand), pourrait constituer un argument en faveur d'un âge plus récent que le Précambrien.

Notons cependant que certains sédiments de la coupe de la Mayenne\*\* renferment des associations fossiles de cellules coloniales. Les cellules sphériques, sans ornementation et dont le diamètre varie de 5 à 15  $\mu$ , doivent dans l'état actuel des connaissances être rapportées au groupe des Cyanophycées.

Des formes identiques ont été signalées en Europe, Chine et en Russie dans des terrains d'âge Protérozoïque terminal (Vendien).

### **• Arguments structuraux, sédimentologiques et lithostratigraphiques**

Sans entrer dans le détail des données structurales qui seront exposées plus loin, notons régionalement l'absence de discordance stratigraphique à l'échelle cartographique, entre la formation quartzitique sommitale "briovérienne" et les Grès armoricains, datés de l'Arénig, du synclinal de Chenillé-Changeé. Ce fait est par ailleurs confirmé par l'évolution sédimentologique de la série "briovérienne" qui passe progressivement vers le haut, en continuité de sédimentation, aux Grès armoricains.

Rappelons que la suite lithologique diversifiée du "Briovérien" de Château-Gontier s'oppose tout à fait à la lithologie monotone du Briovérien caractéristique comme, par exemple, celui de Normandie et de Vendée.

Compte tenu de ces éléments il serait possible d'avancer l'hypothèse d'un âge allant de l'Infracambrien au Trémadocien pour la série "briovérienne" de Château-Gontier - Craon.

Dans cette perspective, si l'on compare cette série avec les séries cambro-ordoviciennes du versant nord de la Montagne Noire et de l'Albigeois ou encore avec celles de Vendée, on constate que toutes ces séries sont étroitement corrélables aussi bien au point de vue lithostratigraphique (évolution sédimentologique strictement identique) que structural.

Par rapport à la Montagne Noire et l'Albigeois, la formation des grauwackes serait l'équivalent de la formation des Grès de Marcory (Infracambrien à Cambrien inférieur  $K_{1a}$ ), ces deux formations ayant une composition géochimique plutôt sodique. La formation des alternances silto-grése-carbonatées correspondrait aux méga-alternances de même type du Cambrien inférieur  $K_{1b}$  et enfin la formation des siltites vertes serait l'équivalent des schistes verts "acadiens" à *Paradoxides*, surmontés par la formation schisto-gréseuse et quartzitique (Cambrien moyen à Trémadocien inférieur) particulièrement bien développée dans l'Albigeois. Les Grès armoricains de l'Arénig correspondraient aux quartzites blancs de l'Albigeois datés du Trémadocien inférieur à moyen, ce qui mettrait en évidence un diachronisme remarquable à l'échelle du bâti varisque.

\* Détermination F. Doré.

\*\* Détermination J.-J. Chauvel, Action concertée DGRST (1980), Inventaire lithologique et structurai du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage Normand pour la recherche des fluides métallogéniques.

Par rapport à la Vendée, où l'existence d'un substrat cadomien est caractérisé (= Briovérien), on peut établir des corrélations identiques avec les trois termes de la série cambro-trémadocienne.

## Roches magmatiques

$\gamma^3$ . **Rhyolites, Microgranites.** Les filons de microgranite et de rhyolite, uniquement localisés au N.NE, recoupent les grandes structures hercyniennes selon une direction N 130° E ; ils développent un fort métamorphisme de contact à leurs épontes. Les diverses données (géophysique et terrain) permettent de localiser un axe volcanique important de cette direction.

$\eta^{12}$ . **Microdiorites quartziques.** Pour des raisons de commodités de langage, les roches microgrenues "basiques" constituant de très nombreux filons et sills localisés pour l'essentiel au N.NE de la feuille, sont désignées sous le nom de microdiorites quartziques. Il s'agit en fait de faciès pétrographiques variés comprenant tous les termes intermédiaires entre microdiorites quartziques et microgabbros quartziques. Les faciès porphyriques de ces roches sont distingués par la notation et.

Les filons, de direction N 160° E à N 30° E ont une puissance décimétrique à métrique.

Les sills en lames parallèles à la stratification, sont plissés et affectés par la schistosité  $s_1$ . Ils sont d'épaisseur décimétrique à multimétrique et ils développent généralement un métamorphisme de contact dans l'encaissant.

Localement certaines de ces microdiorites quartziques ont été rétrotransformées dans le faciès schistes verts caractérisé par l'association quartz-albite-épidote-chlorite et correspondant à un métamorphisme de basse température.

Les sills de roches magmatiques pourraient représenter des témoins septentrionaux du magmatisme d'âge Dévonien développé notamment dans le domaine orogénique éohercynien, au Sud de la zone broyée Sud-armoricaine.

## Métamorphisme

### Métamorphisme régional

L'étude de la coupe de la Mayenne réalisée en 1980\* a mis en évidence en Bretagne centrale un gradient de métamorphisme croissant du Nord vers le Sud avec une cristallinité des illites caractéristique de l'anchizone au Nord et de l'épizone au Sud.

Le métamorphisme régional dans la région de Château-Gontier est relativement faible et oscille à la limite anchizone - épizone.

\* Action concertée DGRST

## **Métamorphisme thermique et/ou hydrothermal induit par les intrusions magmatiques**

### *— Schistes tachetés à biotite et chlorite néoformées*

Aux épontes des filons de microdiorites quartziques apparaissent fréquemment, d'une part des bordures figées du côté interne (endocontact), d'autre part des schistes tachetés du côté externe (exocontact). Dans ces schistes, on observe de nombreuses lamelles blastiques de biotite plus ou moins altérées en chlorite, localement la présence d'épidote et l'absence totale de tourmaline.

### *— Traces d'altération hydrothermale pouvant être liées à une intrusion granitique sous-jacente*

Dans la partie nord-ouest de la feuille et à l'Est de Daon, en particulier dans le cœur de la structure antiforme où affleure la formation des grauwwacks, des anomalies thermiques d'origine granitique ont été mises en évidence. Celles-ci se traduisent :

- par un métamorphisme de contact discret : schistes tachetés (à taches diffuses de biotite et/ou chlorite) oblitérant la schistosité  $s_1$ ,
- par des valeurs anormales faibles (1,6 à 1,8) de l'indice de cristallinité de l'illite,
- et par des indices d'altération hydrothermale.

## *PALÉOZOÏQUE*

### **Synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe**

Le Paléozoïque siluro-ordovicien de Chenillé-Changé est constitué d'alternances gréseuses et pélitiques d'autant plus condensées par rapport aux séries occidentales des synclinaux du Sud de Rennes, que l'on s'approche de la terminaison périssynclinale de Châteauneuf-sur-Sarthe, prolongement oriental du synclinorium de Martigné-Ferchaud. Elles s'étirent en bandes régulières de direction N 120°E, peu tectonisées en grand, et contrôlant la morphologie actuelle. Si les caractères lithostratigraphiques restent globalement comparables aux faciès plus occidentaux, une certaine évolution latérale est néanmoins sensible.

A l'Ouest, le Grès armoricain repose directement sur les siltstones de la fin du Briovérien sans discordance angulaire évidente. A l'Est, sur la formation des grès blancs briovériens, le contact est toujours masqué par les altérites ; cependant les mégastructures morphologiques briovériennes liées aux faciès "grès blancs" reconnus sur les feuilles contiguës Château-Gontier et Le Lion-d'Angers, dessinent une légère obliquité sur le Paléozoïque. Les formations rouges basales trémadociennes de Pont Réan n'ont jamais été observées.

**02. Formation du Grès armoricain. Arénigien** (puissance 80 à 100 m). On regroupe sous ce terme les trois membres caractéristiques de cette formation dans des synclinaux du Sud de Rennes :

- le membre gréseux inférieur (ou grès armoricain inférieur),
- le membre silto-pélitique intermédiaire (ou membre de Congrier, anciennement "schistes intermédiaires"),
- le membre gréseux supérieur (ou grès armoricain supérieur).

Cette formation est facilement repérable par le relief qu'elle génère et les nombreuses carrières ouvertes dans le membre principal inférieur. Sa puissance totale est très sensiblement inférieure à celle connue ailleurs atteignant près de 500 m dans les régions ouest du synclinorium. Les deux membres supérieurs, très réduits, sont généralement difficiles à mettre en évidence. La carrière de Chenillé-Changé montre une structure plissée et faillée qui rend compte de l'ouverture exagérée du flanc sud.

**02a. Membre gréseux inférieur** (puissance 40 à 60 m). Les bancs décimétriques à métriques essentiellement quartzitiques de ce membre sont soulignés par des interlits silto-micacés ou psammitiques. De couleur claire blanchâtre à brunâtre en surface, ces quartzites évoluent vers des tons gris-bleuté, parfois noirs en profondeur.

Le ciment est généralement pauvre en éléments phylliteux à séricite, chlorite pâle et micas détritiques. Dans les faciès noirs, le ciment à chlorite verte ferrifère est plus abondant et parfois carbonaté. Les grains quartzeux sont fins (taille maximum généralement inférieure à 150  $\mu$ ), isogranulaires, très recristallisés, parfois légèrement orientés. En macrofaciès cependant, les blocs quartzitiques ne présentent pas de foliation, ce qui les distingue des grès blancs sous-jacents. Certains niveaux peuvent être assez riches en pistes et traces énigmatiques : *Cruziana rouaultia*. Des horizons ferrifères altérés où subsistent quelques débris de minerai magnétique affleurent généralement à sa partie supérieure (concession de Champigné). Cependant, dans la carrière de Chenillé-Changé, la position d'une couche de minerai plus ou moins magnétique sur 2 à 3 m d'épaisseur, occupe une position plutôt inférieure à médiane. Dans cette même carrière semble exister au moins un autre horizon magnétique, mais la complexité structurale rend l'observation aléatoire.

**02b. Membre silto-pélitique intermédiaire** (puissance 15 à 20 m). Ce terme n'affleure généralement qu'en de rares points. Il apparaît le plus souvent en débris lamellaires altérés de siltite argileuse grisâtres ou colorés dans les ocres, bruns ou lie-de-vin. Plus rarement, comme à Chenillé-Changé, il présente un faciès subardoisier gris-noirâtre. Azoïque, les seules traces biogènes connues sont des terriers.

**02c. Membre gréseux supérieur** (puissance 0 ? à 10 m). Ce membre semble lenticulaire et toujours peu épais. Ce sont des grès quartzites clairs, souvent très recristallisés également mais plus tendres et altérables que le membre inférieur, à grains fins isogranulaires (30 à 120  $\mu$ ). La matrice phylliteuse, parfois très oxydée, à chlorite pâle ou verte ferrifère et séricite, est plus abondante en général ainsi que les micas détritiques (muscovite, chlorite, biotite) que dans le membre inférieur. On y remarque quelques niveaux psammitiques. Ces grès sont souvent très riches en minéraux lourds : zircon et/ou xénotime, tourmaline et opaques ferro-titanés.

L'amincissement et la quasi lacune de ce membre s'amorce déjà à l'Est de Saint-Aignan-sur-Roë en Mayenne.

**03-4. Formation d'Angers-Traveusot. Llanvirnien, Llandeilien (anciennement Schistes d'Angers ou Schistes à Calymènes)** (puissance 100 à 150 m). Nettement réduite aussi par rapport à son épaisseur moyenne à l'Ouest (300 à 400 m), cette formation est représentée le plus souvent par des pélites noirâtres faiblement silteuses à caractère ardoisier, parfois très fissiles et qui, à ce titre ont été exploitées en de nombreuses petites carrières artisanales. Ce sont des pélites

fines à chlorite, séricite, illite avec de rares petits grains de quartz recristallisés dans une schistosité de flux, à la limite parfois d'une schistosité de fracture. Aucune différenciation lithologique notable n'a pu être mise en évidence. La faune habituelle de ce terme n'a pas été rencontrée autrement que par quelques traces d'organismes non déterminées, observées microscopiquement. La déformation de la roche ne favorise pas sa conservation.

De minces passées tuffitiques hydrothermalisées (non représentées) peuvent apparaître (cluse de la Mayenne, au Sud de Vaugousset par exemple).

Dans l'ensemble de ces schistes se développe du chloritoïde présentant, au moins localement, un caractère franchement blastique postcinématique suggérant un métamorphisme thermique. Il s'agirait donc d'une génération de chloritoïde distincte de celle de la région de Senonnes, anté à synschisteuse (C.Le Corre, 1969).

**05. Formation du Châtellier. Caradocien basal** (puissance 0 ? à 15 m). Cette formation montre également une puissance nettement inférieure à celles connues plus à l'Ouest (50 à 120 m). Il est fort probable même qu'elle soit lacunaire le plus souvent. Il est difficile de l'affirmer cependant, car elle occupe les zones dépressionnaires où les conditions d'affleurement sont très défavorables. Elle est le mieux exprimée au niveau de la cluse de la Mayenne, rive droite principalement, où l'on peut observer une rapide variabilité verticale de macrofaciès, depuis des siltites gréseuses jusqu'à des grès plus ou moins quartzitiques et fins, et des psammites. Les couleurs évoluent dans les blanchâtres, gris plus ou moins verdâtres, plus rarement noirâtres. L'examen microscopique confirme cette hétérogénéité qui tranche quelque peu avec les faciès plus occidentaux. Ce sont le plus fréquemment des grès, schistosés ou pas, de granulométrie plutôt homogène n'excédant pas 200 à 250  $\mu$ , et dont le caractère commun distinctif est la présence en plus ou moins grande abondance de plagioclases accompagnés de quelques feldspaths perthitiques (pas de microcline) et de micas détritiques abondants, muscovite, chlorite, biotite plus ou moins altérée, en lamelles souvent de grande taille, orientées, soulignant le litage originel. Dans le ciment, généralement abondant et riche en oxydés, plus ou moins argileux, sériciteux, chloriteux ou siliceux, se développe de la chlorite verte secondaire. Tourmaline, zircon et opaques ferro-titanés sont fréquents.

**05-6. Formation de Riadan-Renazé. Caradocien - Ashgillien ? (ou Schistes à Trinucleus)** (puissance 150 à 200 m ?). Cette formation en position dépressionnaire affleure mal et peut être confondue, sans la présence des grès du Châtellier, avec les faciès altérés de la formation d'Angers. Ce sont également des pélites plus ou moins argiliteuses et finement silteuses, grisâtres à ocre-verdâtre, tendres, affectées d'une schistosité de flux ou intermédiaire de fracture-flux. Exceptionnellement de très fins micas détritiques conservés et orientés fossilisent l'ancienne stratification.

Une formation équivalente, plus grossière semble-t-il, du flanc nord du synclinal d'Angers, a livré dans des nodules grés-micacés, une faune à *Omnia grenieri*, *Dalmanitella socialis*, caractéristique du Caradocien. L'Ashgillien de la partie sommitale demeure très problématique.

**S1. Formation de la Chesnaie, Formation de Poligné. Llandovérien (Grès culminant de Poligné)** (puissance 60 à 80 m ?). La formation basale de la Chesnaie s'est, dans l'ensemble des synclinaux, révélée azoïque. Les premières faunes du Llandovérien moyen à supérieur n'apparaissent qu'à partir de la Formation de

Poligné. La limite Ordovicien-Silurien adoptée est donc arbitrairement choisie par simple commodité cartographique à l'interface de deux lithofaciès contrastés.

Les deux formations ont été regroupées car il est dans la plupart des cas très difficile d'y retrouver la succession classique des synclinaux de Rennes. Elle semble cependant devoir encore exister, également condensée, aux Mazeriers, sur la rive gauche de la Mayenne.

On y observe en effet de bas en haut un terme gréso-quartzitique blanchâtre d'épaisseur incertaine (10 à 20 m ?), suivi de débris de schistes argileux superficiels sur environ 70 m et enfin un banc de 3 à 4 m d'épaisseur de quartzite noirâtre affleurant en masses rocheuses très dures, probablement lenticulaires et représentant semble-t-il la Formation de Poligné. C'est un quartzite isogranulaire ( $\emptyset$  maximum 250  $\mu$ ) à ciment siliceux plus ou moins orienté, à tégument phylliteux pâle et chloroferrière, à schistosité fruste anastomosée, soulignée par un remplissage opaque de dissolution : présence de tourmaline et zircon.

Le terme gréseux basai semble apparaître plus régulièrement. C'est un grès-quartzite blanc-jaunâtre subsaccharoïde, isogranulaire ( $\emptyset$  maximum 200  $\mu$ ) à ciment phyllito-siliceux à chlorite pâle verte plus ou moins chloro-ferrière et séricite, avec quelques micas détritiques (chlorite principalement) tourmaline et zircon.

Ces grès peuvent être suivis d'argilites et pélites schisteuses, parfois subampélitiques et/ou riches en chloritoïde, appartenant déjà peut-être en partie à la formation sus-jacente.

**S2-3. Formation de Renac : Wenlockien - Ludlowien indifférenciés (anciennement Formation ou Schistes à sphéroïdes).** Cette formation constitue le terme ultime du synclinal dont elle occupe le cœur. Recoupée par la surface d'érosion actuelle et affectée de plis isoclinaux serrés, sa puissance réelle totale ne peut être évaluée. En l'absence de la Formation de Poligné, excellent repère lithologique sur laquelle elle repose habituellement, la base de cette formation se caractérise par quelques rares niveaux subampélitiques et plus généralement par des cailloux et blocs erratiques très typiques, à net rubanement silto-gréseux millimétrique à centimétrique, de couleur gris-bleuté à noirâtre (brunâtre par altération) montrant parfois de superbes structures entrecroisées et un débit en plaques ondulantes. Les grès fins, toujours riches en petits cubes infra-millimétriques de pyrite, le plus souvent évacués en oxydes, alternent mineurairement en lits centimétriques et décimétriques dans des argilites tendres et altérables bleu-noir. De petits chloritoïdes se concentrent préférentiellement dans les strates argilo-silteuses. C'est à ce niveau que se rencontrent de rares sphéroïdes, représentés ici par de gros nodules gréseux aplatis et lisses qui ont livré en d'autres lieux une faune wenlockienne.

Ces alternances passent progressivement à un niveau plus homogène de pélites, comportant quelques fines récurrences millimétriques ou centimétriques de laminés silto-gréseuses de même nature que celles du niveau inférieur. Ce sont des pélites silteuses fines, sombres, schistosées, à chlorite, séricite et silt fin quartzueux recristallisé dans la schistosité. Elles affleurent parfois naturellement (Les Mazeriers) en chicots subardoisiers gris-noir, massifs, mais prennent dans les faciès altérés une couleur brun-rougeâtre.

Le chloritoïde y est omniprésent, souvent très abondant, montrant une structure blastique, au moins localement.

### ***Métamorphisme régional***

La paragenèse à chloritoïde anté à synschisteuse du Paléozoïque oriental et méridional des synclinaux du Sud de Rennes pourrait être associé au métamorphisme anchizonal à épizonal mis en évidence dans les formations briovériennes.

### ***Métamorphisme de contact***

Dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de la feuille, au niveau des Formations ordoviciennes "d'Angers-Traveusot" et siluriennes "de Renac", se développe du chloritoïde à structure franchement et majoritairement blastique, n'ayant subi aucune déformation tardive. Une telle paragenèse, peu commune dans les formations siluriennes (La Gacilly - 56), se distingue de celle de la région de Senonnes où les blastes accusent une déformation-rotation démontrant une origine anté à synschisteuse (Le Corre, 1969). Il pourrait donc s'agir ici d'un métamorphisme thermique lié également à une intrusion granitique sous-jacente et surimposé semble-t-il au métamorphisme primaire dont on relève parfois encore l'empreinte.

Ceci pourrait être corroboré par l'existence de tourmaline automorphe, notamment dans les faciès quartzitiques sommitaux du Briovérien.

## **Synclinorium de Laval**

Le synclinorium de Laval, entité paléozoïque, constitue l'extrémité orientale du domaine centre-armoricain. Dans la partie nord-est de la feuille Château-Gontier, seule une fraction du flanc sud-est de ce synclinorium est représentée. Le motif cartographique fait apparaître nettement l'indépendance structurale de deux ensembles :

—d'une part les terrains antécarbonifères bordant le Bloc de Rennes (Briovérien) ;

—d'autre part les terrains carbonifères du bassin de Laval, bassin sédimentaire initié au Tournaisien par un mouvement distensif.

### **Terrains antécarbonifères**

#### **05-6. Formation de l'Eulardière. Ordovicien supérieur**

— *Membre ignimbritique.* La base de la Formation de l'Eulardière est constituée par des coulées de pyroclastites chaudes (ignimbrites), caractérisées par la présence d'échardes vitreuses, dans une matrice à structure initiale vitro-clastique.

— *Membre de l'Eulardière.* Il est constitué de grès très micacés de teinte blanchâtre à vert brunâtre clair. Il s'agit d'arénites à feldspaths damouritisés par diagénèse, à quartz présentant des golfes de corrosion (origine volcanique présumée).

— *Membre du Tertre*. Il est composé d'alternances de grès fins (quartzarénites et quartzwackes) et de siltstones gris beige, surmontés par des siltstones micacés riches en nodules. Ces siltstones micacés renferment des Tribolites : Trinocléides du genre *Onnia* et révèlent une microfaune de Chitinozoaires : *Conochitina robusta* Eisenack, *Desmochitina lenticularis* (Bouche), *Fungochitina tanvillensis* Paris, *Rhabdochitina* ? cf. *gallica* Taugourdeau. Cette association rappelle celle rencontrée dans la Formation du Pont-de-Caen (Normandie) et dans la Formation de Kermeur (Horizon des Schistes de Raguenez, presqu'île de Crozon). Le contenu paléontologique (Tribolites et Chitinozoaires) permet d'envisager un âge Caradoc inférieur à moyen pour les siltstones micacés.

**S. Formation de Souvigné. Silurien.** Le Silurien est largement représenté à l'affleurement, mais les nombreuses failles qui l'affectent ne permettent pas d'observer une coupe continue. Compte tenu des affleurements rencontrés, la base du Silurien, type Grès culminant, rencontré sur le flanc nord du synclinorium de Laval ne serait pas présente.

La Formation de Souvigné est représentée pour l'essentiel par des silts fins à lamines entrecroisées soulignées par les lits chloriteux et quartziteux, et par des quartzites. Dans la tranchée des Gros-Collières (voie ferrée Sablé-Angers), des nodules calcareux et des siltstones micacés renferment *Monograptus dubius*, *Cardiola interrupta*, et des Ostracodes du genre *Bolbozoe* et *Ceratiocaris*, d'âge Wenlock et des siltstones noirs ampéliteux contiennent *Monograptus haupti* d'âge Ludlow ou Pridolien basal. Ces deux derniers faciès peuvent être corrélés avec les membres moyen et supérieur de la Formation de la Lande-Murée (Menez-Bel-Air, zone centre-armoricaine).

Des intercalations de laves basiques huileuses et en coussins ont été reconnues à une dizaine de mètres du mur des siltstones ampéliteux, à la ferme de la Belle-Noë, à 1 km 500 au Nord de Souvigné-sur-Sarthe.

**S4-d1a. Formation de la Chaussée. Pridolien - Lochkovien basal.** Pour des raisons essentiellement cartographiques cette formation silto-gréseuse très micacée a été différenciée. Elle correspond à des grauwackes sériciteuses. Le matériel sédimentaire est très bioturbé (*Scolithus*, *Spirophyton*) et est affecté de très nombreuses figures sédimentaires : structure lenticulaire (flaser bedding), structure en flammes et filets d'échappement d'eau. Les seules traces fossilifères sont des articles de tiges de Crinoïdes indéterminables. Son âge présumé est post-Ludlow à Gédinnien basal.

**d1. Formation du Moulin-du-Grez. Lochkovien.** Les dépôts qui succèdent à la Formation de la Chaussée sont des quartzarénites de teinte beige clair avec ou sans muscovites, parfois quartziteux. La maturité texturale est forte et les quartz sont arrondis.

Cette formation renferme une riche macrofaune précisant un âge Gédinnien inférieur à moyen : Brachiopodes (*Dalejina* sp, *Schizophoria runegatensis*), Tribolites (Homalonotidae : *Acastella* sp), Cephalopodes (Orthocères), Bivalves, Coelentères, Tabulés (*Cleistopora geometrica*) Crinoïdes. La puissance est d'une soixantaine de mètres.

**d1 b-2. Formation de la Ragotière. Lochkovien supérieur - Praguien.** Une coupe continue sur 80 m, dans la formation peut être observée au lieu-dit la Ragotière, le long de la Vaige, à l'Ouest de Sablé. Les dépôts sont comparables à ceux observés le long de la voie ferrée Le Mans-Sablé (feuille La Flèche) et qui sont rapportés à la Formation de Saint-Cénéry.

La Formation de la Ragottière est constituée, à la base, de bancs calcaires métriques crinoïdiques, surmontés de calcaires argileux micacés, en bancs décimétriques, crinoïdiques et fossilifères. Ils sont recouverts par des siltstones argilo-carbonatés partiellement ou totalement décalcifiés, avec nodules carbonatés et présentant quelques intercalations de bancs calcaires continus centimétriques ; la série sédimentaire se termine par des siltstones verdâtres à gris. La faune peu riche rencontrée dans la partie basale de la Formation de la Ragottière a un caractère gédinnien : Tribolites (*Homalonotidae*), Tabulé (*Cleistopora geometrica*), Brachiopodes (*Schizophoria runegatensis*, *Platyorthis monnieri*) *Athyris undata* n'apparaît que dans la partie supérieure de la formation.

Par comparaison avec la Formation de Saint-Cénéry (environs de Sablé) datée par *Tentaculitidae*, Chitinozoaires et spores, la Formation de la Ragottière, gédinnienne à la base pourrait atteindre à son sommet le Siegiénien supérieur.

### Terrains carbonifères

**h1a-b2. Formation de Saint-Brice. Toumaysien.** Cette formation terrigène, à granulométrie variable présente une différence de puissance suivant la localisation géographique : 350 mètres au NW et SE de Saint-Brice (La Haute-Porte, Gomer et Gautray), 80 m sur la bordure méridionale du synclinal de Solesmes, le long de la Vaigre au Sud de l'Aiguillonnière. La nature des lithofaciès et leur évolution sédimentaire caractérisent chacun de ces domaines. Aux alentours de Saint-Brice, la partie inférieure de la formation est composée de grauwackes à éléments terrigènes : quartz prédominants, feldspaths potassiques séricitisés, fragments de cherts (roches volcaniques recristallisées), de granulométrie moyenne à fine, unis par une matrice phyllosilicatée préférentiellement chloriteuse. La couche de houille qui surmonte ces grauwackes a été exploitée au siècle dernier dans la mine de Gomer (Nord-Ouest de Saint-Brice). Les termes lithologiques surincombants s'ordonnent en séquences avec terme basai granoclassé : conglomérats à éléments pluricentimétriques ou centimétriques, microconglomérats, surmontés de termes gréseux homogènes ou zonés en oxydes de manganèse et en oxydes de fer et à classement élevé.

Sur la bordure méridionale du synclinal de Solesmes, la formation est constituée de grès à quartz prédominants, feldspaths séricitisés épars, phyllosilicates : muscovite et séricite entre autres. Ces détritiques se répartissent en grès moyens à texture hétérométrique ou en grès très fins bien calibrés, et se présentent en laminations obliques de grande dimension en groupes tabulaires entrecroisés. Des shales charbonneux et des niveaux de houille sont interstratifiés dans cette sédimentation terrigène. En dehors du domaine de la feuille, le long du prolongement de la Formation de Saint-Brice, sur la feuille La Flèche à 1/50 000, une couche de houille a été exploitée au siècle dernier au lieu-dit Fercé sur la route de Sablé à Laval.

Aucune macrofaune n'a été reconnue dans la formation, et seules des empreintes végétales rapportées à des *Rhodea* (*Pteridophyllae*) ont été observées. Par comparaison avec les données palynologiques obtenues sur la feuille La Flèche à 1/50 000, la base de la formation est datée du Toumaysien inférieur.

**h1b2. Formation de Grez-en-Bouère (Tournaisien supérieur). Synclinal de Bouère.** Cette formation localisée au synclinal de Bouère surmonte la Formation de Saint-Brice. Il s'agit de siltstones fins de couleur rouille (richesse en oxydes de fer), décarbonatés en surface, renfermant des quartz et de la muscovite assez abondante, à ciment phyllosilicaté développé par plages ou perpendiculairement aux grains de quartz. Des nodules de sidérite centimétriques existent à certains niveaux. Cette formation très fossilifère renferme des Echinodermes (Crinoïdes, Paléchinides), des Brachiopodes, des Rugueux, des Bivalves (*Conocardium* sp.), des Bryozoaires, toujours à l'état de moulages. La puissance estimée est d'une centaine de mètres.

**h1b3-h2a. Formation des Calcaires de Bouère (Tournaisien supérieur à Viséen moyen). Synclinal de Bouère.** Cette formation, limitée sur la feuille Château-Gontier au synclinal de Bouère est essentiellement composée de micrites de couleur claire, renfermant des quantités variables de fragments de Crinoïdes (entroques), de rarissimes Brachiopodes et comme seuls microfossiles biostratigraphiques : des Conodontes.

La colonne lithostratigraphique s'ordonne ainsi :

- calcaires gris-noir à rares débris de Crinoïdes, de radioles d'Echinides et à des Calcisphères, interstratifiés avec de minces couches de shales ;
- micrites litées roses ou vertes à rares entroques ;
- calcaires massifs crinoïdiques, roses à *Scaliognathus anchoralis* (partie supérieure du Tournaisien supérieur) ;
- calcaires à veines bleues, à Bryozoaires, renfermant *Pseudopolygnatus triangulus pinnatus* (partie sommitale du Tournaisien supérieur) et associés à des micrites à entroques épars ;
- schistes calcaireux lie-de-vin ;
- micrites litées bleu-gris ou roses, riches en entroques, dont la partie supérieure renferme *Gnathodus commutatus commutatus*, Viséen moyen ?).

La succession des faciès observés correspond à l'installation, au développement et à l'extinction de récifs waulsortiens : mud-mounds à efflorescences de calcite (veines bleues) représentant le remplissage de cavités correspondant au moulage d'organismes mous (Algues ou Spongiaires) reposant sur des colonies de Bryozoaires (Fenestellidés).

**h1b2-h2a. Formation des Calcaires de Sablé (Tournaisien supérieur à Viséen moyen). Synclinal de Solesmes** (280 m maximal). Aucune coupe complète de cette formation n'est exposée dans la partie du synclinal de Solesmes de la feuille. Cependant, en plusieurs points le long de la vallée de la Vaigre, entre le Sud de l'Aiguillonnière et le Nord de Le Pont, on peut Observer le contact avec la Formation de Saint-Brice, des affleurements discontinus de la Formation des Calcaires de Sablé et le contact avec la Formation de Bouessay. Cette formation a été autrefois exploitée pour la chaux en de nombreuses carrières, dont certaines sont encore accessibles.

La formation est constituée de deux ensembles :

- à la partie inférieure, des calcaires gris-noir argileux, à odeur putride à la cassure, riches en matière organique, régulièrement lités avec interbanes de shales kéra-bitumineux, contiennent :

- dans une texture wackestone des silts quartzeux, de nombreux bioclastes coquilliers très fins (quelques dizaines de microns), des fragments de Dasycladacées (*Kamaena*), des Ostracodes à valves entières ou engrenées,
- dans une texture packstone à grainstone des Calcisphères en abondance, des Ostracodes brisés, des Crinoïdes, des fragments de Brachiopodes, et des Foraminifères : *Pachysphaerina pachysphaerica*, *Pseudoammodiscidae*, *Eotextularia diversa*, *Eoparastaffella* (association de la base du Viséen inférieur). La macrofaune est essentiellement représentée par une grande forme de Rugueux : *Siphonophyllia* aff. *gardwoodi*, associée à des Tabulés *Syringopora*, *Michelinia*, à des Brachiopodes, à des Bivalves, à des Céphalopodes ammonoïdes ;

— à la partie supérieure, des calcaires gris-sombres bioclastiques riches en débris crinoïdiques pouvant être par place interstratifiés avec des calcaires fins à spicules de spongiaires ou renfermant des cherts. L'association des Foraminifères observée dans ces calcaires - essentiellement *Archaeodiscus* (*Glomodiscus*) et *Ammarchaediscus* (*Rectodiscus*) - date ces calcaires de la partie supérieure du Viséen inférieur.

Le Viséen moyen n'a pas été reconnu dans le Synclinal de Solesmes.

**h2b-4a. Formation de Bouessay (Viséen supérieur à Westphalien A ?).** La puissance de cette formation est mal connue parce qu'elle est affectée de replis difficiles à évaluer en l'absence de niveaux repères et que sa partie sommitale correspond à un niveau d'érosion postérieur à l'orogénèse varisque.

Dans le domaine de la feuille, cette formation se compose de shales bleuâtres et de siltstones beige-verdâtre à quartz, feldspaths potassiques altérés, feldspaths calco-sodiques anguleux et de phyllosilicates : muscovites, biotites et chlorites largement développées. Ces niveaux terrigènes clairs se présentent en laminations parallèles ou en fines stratifications obliques.

La formation renferme des veines de houille qui ont donné lieu à des exploitations minières au cours du siècle dernier, non pas sur le territoire de la feuille, mais sur celui voisin de la feuille Loué à 1/50 000 : la Sanguinière-en-Juigné, Asnières-sur-Végre, Epineux-le-Seguain, Viré, l'Île-en-Poillé, Monfrou (sur les deux flancs du synclinal de Solesmes). Les stériles associés aux charbons, récoltés sur les anciens terrils d'exploitation, ont livré des empreintes de plantes : *Sphenopteris adiantoides* espèce-guide du Namurien A, *Sphenopteris dicksonioides* à répartition du Viséen supérieur-début du Namurien A, *Archaeocalamites radiatus* à extension viséenne.

Une faune de Crustacés Phyllopoies : *Leaia tricarinata* var *minima* d'âge namurien à westphalien inférieur (?) a été récolté dans les stériles de Poillé.

## Magmatisme

$\rho K^1$ ,  $\iota K^1$ . **Série magmatique acide.** Un ensemble de corps intrusifs de quartz-kératophyre porphyrique ( $\rho K^1$ ) jalonne, en direction sub-parallèle aux couches, les terrains siluro-ordoviciens en limite du bassin paléozoïque. Il s'agit de roches microgrenues leucocrates à phase porphyrique à feldspaths alcalins centimétriques et à plagioclases, généralement très altérés. Leur mésostase microgrenue est riche en quartz (70 %), présentant fréquemment une extinction roulante qui témoigne de l'environnement tectonique de mise en place de ces corps intrusifs.

Conjointement, un ensemble de roches à caractère tufacé ( $K^1$ ) acide s'est mise en place au sein des assises du Carbonifère inférieur (Tournaisien). D'étendue relativement limitée, ces roches microgrenues tufacées présentent au microscope une texture à quartz granoblastique. Leur paragenèse minérale primaire actuellement déstabilisée comporte, en une phase cryptocristalline, de la séricite et des micro-argiles en amas.

$\sigma K^3$ ,  $K^3$ ,  $\epsilon$ . **Série hypovokanique basique.** Un champ de roches, à affinités basaltiques, s'étend principalement aux environs de Souvigné-sur-Sarthe et plus localement dans la partie supérieure des horizons siluriens, en bordure du bassin de Bouère. Ces roches regroupent un certain nombre de faciès doléritiques ( $\delta\epsilon$ ), paléovolcaniques ( $\epsilon$ ) ainsi que hyalo-spilitique ( ${}^h\beta K^3$ ) caractérisant un vaste champ d'activités magmatiques basiques d'âge probablement siluro-dévonien basai (?).

Les faciès à texture doléritique présentent une paragenèse minérale très hétérométrique, essentiellement à plagioclase, parfois à biotite, allant d'un pôle évolué siliceux à un pôle opposé sans quartz exprimé. Parmi ces roches ont été rangés des termes trachytiques cumulatifs ( $\tau\alpha$ ) avec trame centimétrique de plagioclases enserrant actuellement des pyroxènes ; il y a fréquemment présence de myrmékites et de micro-pegmatites. La déstabilisation secondaire se traduit par une ouralitisaiton systématique des clinopyroxènes et une apparition fréquente de minéraux opaques néoformés de type ilménite.

Les faciès laviques s'expriment soit sous forme de coulées huileuses ( $\nu\epsilon$ ) (Nord-Est de la Herverie), soit sous forme de coulées en coussins avec brèches tufogéniques associées ( $\zeta\epsilon\tau$ ) (Sud de Belle-Noë). La mésostase de ces roches présente une association commune de microlites d'albite à faciès poecilithiques et d'épidote de type piedmontite et pistachite. Les faciès bulleux soulignent une phase importante de dégazage de la roche lors de sa mise en place.

L'ensemble de ces roches à texture microlitique vacuolaire est actuellement marqué par une paragenèse minérale secondaire à oxyde de fer et chlorite accompagnée de calcite radiale en bordure interne de vacuoles.

## SECONDAIRE

15-6. **Pliensbachien. Calcaires, Marnes.** Bien que de faible étendue, à Vaux au Sud-Est de Morannes, l'affleurement des terrains pliensbachiens est un point intéressant de la géologie régionale. Il marque le début de la transgression liasique sur les rivages de l'Armorique. Les termes inférieurs du Lias sont donc absents. C'est ici le point extrême, vers le Sud, des dépôts liasiques normands, que l'on suit ensuite vers le Nord jusqu'à la Manche. On y voit enfin la discordance du Cénomaniens qui masque définitivement ces sédiments (exception faite de réapparitions par jeu de failles au milieu du Crétacé supérieur) avant leurs affleurements au Sud de l'Anjou, dans un contexte paléogéographique poitevin.

La base de la formation montre quelques bancs de calcaires gréseux ou microconglomératiques. L'essentiel des couches est représenté par une alternance de calcaires, gris ou rose, en petits bancs et de calcaires biodétritiques, parfois lumachelliques. On y relève aussi quelques bancs de calcaire oolithique et des passées de marnes sableuses. Une argile de décalcification, plus ou moins sableuse avec quelques silix, traduit la présence de ces niveaux dans les labours. Dans la campagne de Précigné (en bordure de la feuille voisine la Flèche) les zones à *Tragophylloceras ibex*, *Prodactylloceras davoiei*, *Amaltheus margaritatus*, *Pleuroceras spinatum* ont été rencontrées (M. Rioult).

c1-2a. **Cénomaniens inférieur et moyen. Argiles noires, sables, graviers.** Un très petit affleurement, en bordure orientale de la feuille, au NE de Morannes est le prolongement du gisement des sables et argiles de Précigné (feuille la Flèche). On relève ici (P. Juignet), au-dessus du Briovérien grauwaqueux altéré, 3 m de dépôts où alternent des argiles noires ligniteuses et des sables et galets quartzeux ; on remarque quelques galets de grauwaque issus du Briovérien sous-jacent.

Ces formations, très fréquentes dans le Maine et l'Anjou, sont de faciès deltaïque. Elles représentent l'épandage, sur les marnes du Massif armoricain, d'un feston de sables et graviers, dans les chenaux de haute énergie et le dépôt d'argiles noires à végétaux dans des lagunes plus calmes. L'origine de ces sédiments à partir de l'érosion du manteau d'altération du vieux massif est confirmée par la nature des minéraux lourds et des minéraux argileux. Ils sont l'équivalent stratigraphique des sables du Maine, rapportés au Cénomaniens inférieur et à la base du Cénomaniens moyen.

C2a. **Cénomaniens moyen. Sables glauconieux.** Ils marquent la première étape de la transgression cénomaniens. Ce sont des sables fins, glauconieux, très chargés en argiles. Leur épaisseur est de 5 m environ. Ils s'étalent, assez largement parfois, à la base des buttes crétacées, où leur placages résiduels se mêlent aux altérites argileuses à graviers anguleux de l'altération anté-cénomaniens du Briovérien.

Le milieu de dépôt est très littoral, les apports terrigènes étant encore de provenance armoricaine. Certains niveaux supérieurs sont consolidés en dalles de grès ; deux hard-grounds ont été ainsi reconnus dont un marque bien le passage aux Marnes à Ostracées.

Les éléments bioclastiques y sont fréquents (nombreux petits débris de coquilles d'Huîtres) mais toute faune caractéristique est absente. On met en parallèle ces sables glauconieux avec les sables du Maine et les sables du Perche, du Cénomaniens moyen et de la base du Cénomaniens supérieur.

c2bS. **Cénomaniens supérieur. Marnes à Ostracées. Sables et grès verts. Horizons de Morannes.** Le Cénomaniens supérieur se traduit par l'établissement d'une sédimentation en partie carbonatée car les composants détritiques restent toujours abondants. Les marnes sont grises, silteuses, à lumachelle à *Ostrea biauriculata* vers la base. Quelques hard-grounds, certains épais et massifs, se rencontrent plus haut alors qu'apparaissent des lumachelles à *Exogyra columba* var. *media* puis var. *major*. Leur épaisseur est de 15 m environ. Elles se placent dans la zone à *Eucalyoceras pentagonum*.

Le détritique fin, déjà très abondant, devient prépondérant au sommet de l'étage où des sables et des grès glauconieux se développent. On parle localement des sables et grès de Morannes (c2bS). Ils sont l'équivalent latéral des Sables de Bousse, rencontrés fréquemment dans le Maine et l'Anjou. On peut les replacer dans le niveau des sables à *Catopygus obtusus*, zone à *Sciphonoceras gracile*. Un hard-ground, d'extension régionale, couronne la formation et marque le passage au Turonien (coupe de Bel-Air - les Landes, au Nord de Brissarthe).

C3. **Turonien. Craie "tuffeau" et sables glauconieux.** Le Turonien n'affleure qu'en deux points, au lieu-dit le Buron à l'Est de Brissarthe et dans la montée de Bel-Air aux Landes au Nord-Ouest de Brissarthe. Cette absence de Turonien en

surface est attribuable, d'une part à la diminution de sa puissance ; il n'est plus question de rencontrer ici les falaises de tuffeau percées d'habitations troglodytes comme dans les vallées du Loir et de la Loire ; d'autre part des glissements de sables sénoniens sus-jacents masquent contaminent cet étage ; enfin les horizons carbonatés, très réduits, ont subi une décalcification importante sous les sables sénoniens.

Le Turonien est marqué par la présence de quelques bancs calcareux à sa base ; il s'agit d'une craie marno-sableuse sans consistance, en quelques bancs décimétriques. Il s'y intercale des sables verts qui deviennent l'unique faciès des niveaux supérieurs. Ils sont riches en gros silex, concentrés dans ces sables par la décalcification des niveaux carbonatés. L'ensemble de l'étage ne dépasse pas 5 mètres. Rien ne permet d'affirmer l'absence du Turonien des buttes crétacées les plus septentrionales (région de Morannes et Chemiré-sur-Sarthe).

**C4-5. Sénonien inférieur. Sables à Spongiaires. Grès.** L'étage est représenté par des sables qui couronnent les buttes crétacées (région de Morannes). Leur épaisseur atteint 15 mètres. La masse principale est constituée de sables fins, blancs ; vers la base les sédiments sont plus grossiers et plus hétérométriques, en alternance avec de minces lits d'argiles rouges.

Il s'intercale dans ces formations de grandes dalles de grès provenant de la cimentation intraformationnelle de ces sables. Ces blocs, souvent énormes et très durs, sont concentrés par l'ablation des sables, au sommet des buttes où ils édifient des amas chaotiques. En l'absence d'une paléoflore éocène (grès à *Sabalites andegavensis*) ces grès sont parfois attribués au Sénonien. Toutefois, si leur matériau constitutif est bien le sable marin sénonien, leur formation doit être rapportée à l'Eocène, où grâce à des conditions climatiques favorables, la dissolution de la silice suivie de sa reprécipitation, en cimentant les grès, ont pu avoir lieu. La présence de nombreux blocs de grès épars sur le Briovérien et le Paléozoïque pourrait éventuellement être attribuable à la grande extension des dépôts sénoniens suivie d'une érosion poussée ayant entraîné leur disparition totale tout en épargnant ces blocs volumineux pratiquement inaltérables et intransportables par les eaux.

On relève dans ces sables quelques fossiles: *Rhynchonella vespertilio*, *Ostrea vesicularis* et de nombreux spongiaires : *Siphonia pyriformis*, *Jerea excavata*. Ils ne permettent pas une attribution stratigraphique précise. Par analogie avec les faciès de Touraine il est habituel de dire que les niveaux supérieurs du Sénonien sont absents.

### TERTIAIRE

**e6G. Bartonien. Grès éocènes à Sabales.** Au cours de l'Eocène continental les sables sénoniens ont été l'objet de cimentation siliceuse. La mise en solution de la silice à partir de ces mêmes sables est attribuable à des phénomènes de types pédologiques avec cimentation par précipitation de la silice dans les zones de circulation des nappes interstitielles. Le climat sub-tropical humide qui régnait alors est responsable de ces circulations et précipitations alternées. Une flore abondante, dont le palmier *Sabalites andegavensis* a été relevée en divers points de l'Anjou ; elle est absente des grès présents sur cette feuille ; seuls les grès à paléoflore peuvent être qualifiés de "grès à Sabales". Toutefois les faciès étant très identiques et leur époque de formation la même, on peut regrouper sous ce terme tous les grès à matériau sénonien. Certains blocs sont énormes ; d'autres

grès se présentent en graviers ; certains conglomérats à galets de grès et ciment siliceux, enrichis en spongiaires sénoniens, montrent un remaniement fluviatile de ces grès.

En position stratigraphique normale ils coiffent les buttes de sables sénoniens ; on les relève aussi en innombrables blocs épars sur l'ensemble de la feuille (seuls les plus massifs ont été cartographiés).

**e6L. Bartonien supérieur. Ludien. Calcaire lacustre.** Au Nord-Ouest de Daumeray affleurent deux petites surfaces de calcaire sous le faciès qu'on lui connaît dans la région de Noyant et Baugé où il couvre de grandes étendues. C'est un calcaire lacustre (calcaire de Noyant, calcaire de Champigny près Saumur, calcaire lacustre de l'Anjou) micritique et dont les horizons supérieurs sont très souvent meulièrement. Des meulières résiduelles éparses jalonnent d'ailleurs le pourtour de ces gisements. Seuls se remarquent quelques fragments de Gastéropodes ; aucune faune ne permet une attribution stratigraphique précise. Par analogie avec des faciès sensiblement identiques de la région mancelle il est habituel de leur donner un âge Bartonien supérieur, Ludien. Ces petits témoins d'une sédimentation lacustre, très occidentaux par rapport aux surfaces principales du bassin, montrent donc la grande extension primitive de ces dépôts, soit en un seul lac de grande étendue, soit en plusieurs petits lacs disjoints.

**m3. Miocène. Helvétien (Langhien). Faluns de l'Anjou.** Dans la région de Cherré, Contigné, Saint-Laurent-des-Mortiers, Saint-Michel-de-Feins affleurent un certain nombre de lambeaux résiduels de faluns, témoins de l'extension ancienne de la mer des faluns transgressant sur le Briovérien. Les sédiments ont été ici, au Nord de l'Anjou, déposés par l'avancée de la mer à travers la Bretagne (bassin de Rennes) avant qu'elle ne rejoigne une digitation plus méridionale en provenance du Pays Nantais par la "gouttière" ligérienne.

A part Beaumont-en-Contigné, où les faluns ont un faciès de sables coquilliers, les autres gisements sont constitués par un calcaire coquillier à faciès Savignéen (de Savigné-sur-Lathan, Indre-et-Loire). Ils sont riches en Bryozoaires, grands Pectinidés et Echinodermes (*Echinolampas*). A Beaumont ils ont livré des restes de Cétacés (baleines), de Siréniens (*Metaxiterium medium*) ainsi que des dents de Sélaciens (*Carcharodon*).

La base des faluns repose souvent sur le socle par l'intermédiaire d'un conglomérat remaniant des éléments de ce socle. La mer était peu profonde, dessinant de nombreux golfes ramifiés, parcourue par des courants violents : les stratifications obliques sont fréquentes.

Les meilleurs affleurements subsistant actuellement se trouvent à Beaumont et sous l'église de Contigné. A Cherré, où ils ont été autrefois intensément exploités, il n'en reste que quelques traces (l'autel de l'église provient du gisement).

Une étude micropaléontologique menée par J.-P. Margerel n'a pas permis de mieux préciser l'âge des gisements de faluns de cette feuille. Par analogie avec des gisements voisins on peut logiquement leur donner un âge Helvétien.

**PR. Pliocène. Redonien. Faluns.** La grande majorité des faluns de la feuille Château-Gontier est d'âge Miocène excepté à Contigné où un gisement de quelques mètres carrés de superficie est attribuable au Redonien, Pliocène inférieur local. Ces faluns redoniens, qui reposent directement sur les faluns helvétiques,

témoignent de la persistance de la sédimentation marine au Pliocène sous des faciès sensiblement identiques à ceux du Miocène. Le gisement contient les Bivalves caractéristiques du Redonien (A. Lauriat-Rage) en particulier : *Glans* (*Centrocardita*) *aculeata* (Poli) et *Astrarte omalii scalaris* (Deshayes).

**P. Pliocène. Sables rouges et graviers.** Ils sont très répandus sur cette feuille. Les sables rouges, dits sables de la Basse Loire ou sables de Haute Bretagne et les graviers et galets dits graviers et galets de l'Anjou, sont considérés comme des dépôts marins pliocènes ; les galets correspondraient aux rivages de la mer des sables rouges.

Il semble que l'on puisse individualiser les deux formations, la transition étant le plus souvent assez nette. Les galets et graviers surmontent presque partout les sables rouges. En quelques points, comme aux Richardières, on trouve les sables seuls ; en d'autres points les graviers reposent directement sur le socle.

Le niveau tout à fait supérieur des graviers, où abondent les quartz rougis à coeur, annonce le Quaternaire continental (M. Gruet), que l'on voit sur les feuilles voisines, mais il n'est jamais très visible sur cette carte. De part et d'autre de la Mayenne, sables rouges et graviers sont souvent surmontés par la terrasse ancienne (Fv) qui les remanie.

A Marigné, on peut observer les sables rouges à la carrière abandonnée de la Dérouarderie où ils atteignent une épaisseur de 5 m environ. Ce sont des sables quartzofeldspathiques, relativement compactés, surmontés d'un niveau limoneux parsemés de galets de diverses natures. Bien que certains de ces galets soient manifestement pliocènes il semble que l'on soit en présence d'une terrasse ancienne résiduelle. La base du gisement se situe assez régulièrement à une altitude de 65 m ; compte tenu des observations faites par ailleurs il ne s'agit pas ici d'un fossé tectonique ayant contribué à la conservation des sables mais d'un simple placage.

A Saint-Michel-de-Feins, dans les carrières de Sens, situées sur la route de Saint-Michel à Daon, on observe la succession suivante : à la base des sables fins et des silts blancs, puis un sable jaunâtre relativement grossier, à éléments anguleux, et enfin des galets et graviers de 2 m d'épaisseur environ, emballés dans une matrice sableuse rouge. Les galets et graviers sont essentiellement des quartz blancs, à fort indice d'arrondi, mais il existe également des éléments d'autre nature très peu évolués, dont les galets de schistes plus ou moins altérés. Ces sables contiennent toujours une faible proportion d'argiles essentiellement constituées par de la kaolinite (90 %) à laquelle s'ajoute illite et smectite. De place en place existent des niveaux de roussard. La base du gisement est à une altitude de 75 m, au Nord, et s'abaisse progressivement vers le Sud où affleurent les roussards. Des spicules d'Eponges, assez typiques du Redonien, ont été trouvés dans ces sables rouges.

Dans la région de Bouessay la formation des sables rouges et graviers débute de manière quasi générale à l'altitude de 50 m ; son épaisseur ne dépasse pas 5 mètres. Elle surmonte par endroits un niveau de sable blanc fin (observé lors du creusement de la tranchée d'un gazoduc).

Sont surtout présents des quartz blancs qui peuvent avoir jusqu'à 8 cm de diamètre et qui, bien qu'étant usés, présentent un indice d'arrondi très faible, typique d'un façonnement fluvial. L'âge de la formation aurait pu être

attribuée au Cénomaniens mais les sables blancs sous jacents peuvent être rapportés à l'Eocène par corrélation avec la formation des Sables blancs d'Evron que l'on trouve plus au Nord (M.-F. Olivier-Pierre). Par ailleurs certains éléments des graviers semblent être des grès éocènes. Bien que la stratification soit horizontale et que l'on constate l'absence de surface de ravinement, la mise en place des graviers semble être due à un processus fluvial à forte compétence. Elle pourrait dater du Prétiglien (Pliocène froid). Signalons enfin que, de place en place, existe des niveaux de roussards qui ont été exploités localement (le Mineray) dans des fonderies artisanales.

Aux Richardières, à Sainte-Brice, une petite carrière est ouverte dans des sables rouges, remplissant une poche karstique située dans les calcaires de Laval. C'est un sable moyen à fin, essentiellement quartzitique mais contenant aussi quelques feldspaths et de rares micas. La stratification est souvent entrecroisée et par endroits existent des niveaux d'éléments plus grossiers. Le niveau de galets, surmontant habituellement la formation, n'existe pas ici. La mise en place du sable s'est vraisemblablement faite en milieu aquatique turbulent. Quelques petits gisements de sables rouges existant dans cette région, affleurant très mal, sont certainement de ce type.

#### *Origine du matériel*

Sables : Ils contiennent plus de 80 % de quartz, ainsi que des quartzites, des feldspaths plus nombreux dans les éléments fins, et de micas. La fraction lourde est essentiellement constituée de minéraux de métamorphisme avec, par ordre d'importance, l'andalousite, la staurotite et la tourmaline. Du point de vue morphoscopique l'aspect des grains varie selon leurs dimensions ; les grains les plus fins ne sont pas usés, les plus grossiers sont en majorité ronds à émoussés mats. Les sables moyens contiennent enfin des grains non usés, émoussés luisants et ronds mats en proportions équivalentes. L'origine de ces sables peut être armoricaine, mais ils peuvent être aussi remaniés du Cénomaniens détritiques, lui-même d'origine armoricaine, tout comme du Pliocène marin vrai.

Graviers et galets : Le matériel est essentiellement quartzeux (plus de 80 %) mais il existe aussi des quartzites ainsi que des éléments très peu évolués d'origine locale comme les schistes et les grès du Briovérien.

#### *Conclusion*

Si de nombreux éléments, tels les galets de plage aplatis, les graviers de quartz blanc très arrondis, les grains de sable quartzeux émoussés luisants, ont subi de façon certaine un façonnement marin, les nombreux autres éléments sont très peu évolués. Certains peuvent atteindre près de 10cm de diamètre: ce sont manifestement des éléments fluviaux. Certains grains de sables ont par ailleurs subi un poli éolien.

Le sédiment regroupe des éléments d'origines diverses, sa mise en place en mode fluvial, remaniant des formations marines et éoliennes, pourrait dater d'un épisode froid du Pliocène supérieur ou du Quaternaire ancien : Prétiglien ou Redonien froid, à Tiglien, mais en aucun cas d'un épisode marin chaud. Cet épandage s'est fait sur une grande surface, avant le creusement des vallées, l'approvisionnement se faisant à partir d'un pergélisol, en zone périglaciaire, lors de périodes climatiques de radoucissement, à pluviosité intense.

pA. **Pliocène. Argile des Agets.** Au hameau des Agets, entre Bouessay et Sainte-Brice, une argile grise a été exploitée comme argile à briques. De nombreuses excavations subsistent mais sont actuellement inondées ; les affleurements sont

très rares. Cette argile, totalement dépourvue de microflore, peut être anté-pliocène. On pourrait alors la retrouver à la base de la série sablo-graveleuse, mais rien n'a permis jusqu'à présent de le confirmer.

#### *QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES*

**N. Sable éoliens.** L'empreinte périglaciaire du Würm s'est marquée par l'intense éolisation des blocs de grès éocènes ; les plus gros présentent une patine éolienne consante ; les plus petits sont souvent façonnés en galets à facettes. Les sables éoliens sont très fréquents sur toute l'étendue de la feuille se mêlant à des limons et aux altérites du Briovérien ou du Paléozoïque. Près de Morannes leur épaisseur a permis leur mention sur la carte. Ils recouvrent des sables sénoniens dont ils sont issus.

**L-Rp. Limons et formations sa bio-graveleuses résiduelles (ou remaniées) plio-quatérnaires.** Reconnu seulement dans le Sud de la feuille, ce faciès est plus développé sur la coupure Le Loin d'Angers. Il est mal caractérisé, variant latéralement, passant de limons argilo-silteux à des limons enrichis en fraction sableuse. Aux couches superficielles sont associés quelques graviers émoussés et galets essentiellement quartzeux. Il s'agit probablement d'un faciès hybride dérivant des formations graveleuses et sablo-graveleuses pliocènes auxquelles il est associé spatialement à l'échelle régionale.

**LP. Limons des plateaux.** Peu représentés sur la feuille, ils sont largement érodés et souvent mêlés par lessivage et gélifluxion aux formations d'altération. Ils couronnent en général des hauteurs et se distinguent de la terre végétale par la présence de fragments de roches provenant des témoins environnants ou de cailloux de quartz arrondis lorsqu'ils sont associés aux sables et graviers du Pliocène. Il sont sans doute en partie d'origine éolienne (limons loessiques). Leur épaisseur est faible et atteint rarement 2 m.

**R-C. Formations résiduelles d'altérites et colluvions limoneuses de versants imbriqués.** Ces dépôts bien représentés dans le secteur du synclinal paléozoïque de Chateauneuf-sur-Sarthe se développent exclusivement sur le socle anté-mésozoïque.

Le matériel, qui est essentiellement argileux, intègre et repose sur le substratum désagrégé, dont on reconnaît d'ailleurs parfois la structure et la texture (litage sédimentaire ou schistosité selon les cas).

Cette formation généralement peu épaisse peut atteindre deux à trois mètres au pied des versants.

**RF. Très hautes nappes. Alluvions résiduelles.** A une altitude assez élevée, entre 70 et 100 m, on trouve des dépôts fluviatiles épars correspondant à un épandage de nappe alluviale mis en place ayant le creusement des vallées. Cette formation peu épaisse, est composée d'éléments de nature lithologique variée ; certains éléments ont une taille importante. Cette nappe recouvre fréquemment les dépôts pliocènes (RF/P).

## F. Formations fluviales.

**Alluvions de la Mayenne.** Les formations fluviales de la Mayenne, quelle que soit leur altitude et donc leur âge, présentent une grande identité dans leur cortège pétrographique et minéralogique ; elles se distinguent les unes des autres par le degré d'altération de leurs matériaux : l'altération est croissante avec l'altitude et l'âge.

Dans toutes les terrasses mayennaises la fraction sableuse est essentiellement quartzitique (90 % de quartz en moyenne) ; elle contient également un certain pourcentage de muscovite qui augmente vers les fractions les plus fines. Les graviers et les galets sont constitués d'une majorité de quartz auxquels s'ajoutent des roches éruptives et métamorphiques (granite, diorite, schistes briovériens) ainsi que des grès et des quartzites, roches que l'on retrouve dans les blocs plus volumineux.

**Alluvions de la Sarthe.** Elles se différencient de celles de la Mayenne essentiellement dans leur cortège pétrographique. En fonction d'un bassin versant de la rivière qui entaille les assises mésozoïques du bassin de Paris, on y note l'importance plus grande que prennent les apports en silex.

**Fv. Hautes terrasses. 60 à 70 m. Sables, graviers, galets.** De part et d'autre de la Mayenne affleure une terrasse ancienne remaniant du matériel pliocène mais riche aussi en blocs de nature variée. On y trouve, dans une matrice sableuse rouge foncé à noir, des blocs de toutes tailles, certains atteignant le mètre cube et constitués de granite, diorite, très altérés. Cette terrasse surmonte un Briovérien très altéré où la marque des phénomènes de cryoturbation en zone périglaciaire est notable : solifluxion, gélifraction, fentes en coin.

**Fw. Moyennes terrasses. 35 à 45 m. Sables, graviers, galets.**

**Fx. Basses terrasses. 25 à 35 m. Sables, graviers, galets, argiles.**

**Fy. Très basses terrasses. Inférieures à 25 m. Sables, graviers, galets, argiles.**

Les niveaux Fx et Fy sont notablement plus argileux que les terrasses supérieures ; on y rencontre de grandes lentilles d'argile. Deux sondages, en aval de Daon, sur la rive droite de la Mayenne, ont atteint le socle sous 2 à 3 m d'alluvions Fy et Fx, alluvions riches en éléments de tailles et de natures variées avec des niveaux argileux.

Quelques observations exoscopiques, menées sur les terrasses inférieures de la Mayenne montrent que le sable (toujours très riche en quartz) contient en pourcentages égaux, des grains ronds-mats, émoussés-luisants et non-usés vers 1,5 mm ; les teneurs en non-usés croissent vers les diamètres les plus fins sauf entre 0,2 et 0,5 mm où dominent les émoussés-luisants. Les ronds-mats sont quant à eux de moins en moins nombreux vers les faibles dimensions.

**Fz. Alluvions modernes. Remblaiement holocène. Sables, argile.** Elles sont plus développées en Sarthe qu'en Mayenne. Leur épaisseur est de 6,50 m à Morannes, mais elle doit varier notablement suivant les positions du paléo-lit de la rivière entaillant le substratum. L'extension des alluvions pléistocènes Fy, entre Brissarthe et l'amont de Chemiré-sur-Sarthe peut traduire la présence de ces alluvions anciennes au fond du thalweg sous les apports plus récents. Les alluvions fluviales modernes sont finement sableuses et argileuses toujours riches en matière organique.

**C-F. Colluvions de fond de vallon.** Ces dépôts occupent une position morphologique bien particulière. Ils nappent le bas des versants et comblent en partie les fonds des vallons, qui sont incisés dans toutes les formations du substratum (Briovérien, Paléozoïque, Mésozoïque, Pliocène et alluvions pléistocènes). Ils sont donc d'âge récent. Ils reposent sur toutes les séries plus anciennes, sans distinction, ils ne sont jamais recouvert et portent le sol actuel.

Ces colluvions sont formés d'un mélange argilo-sablo-caillouteux qui remanie des éléments du substratum local ; ce matériau présente donc une autochtonie relative, son origine étant à rechercher sur les versants ou en amont immédiat.

Il ne s'agit pas d'alluvions *s.s.* car il n'existe pas de tri longitudinal, la stratification est mal exprimée ou absente et les éléments sont généralement de forme anguleuse et altérés.

La mise en place s'est faite par ruissellement sur les pentes avec ou sans la participation de phénomènes de solifluxion.

**γ- Remblais.** Le plus important se situe après de la carrière de Chenillé-Change où est exploité le Grès armoricain.

**Solifluxion et glissements sur les pentes** (non représentés sur la carte). Ils affectent principalement les sables sénoniens sur les pentes des buttes crétacées de la région de Morannes. Ils ont pour principale conséquence de masquer le Turonien, certes réduit en épaisseur, mais toujours présent sous les glissements dans toute cette région. Quelques sables et graviers de terrasses ont aussi glissé sur les pentes du thalweg de la Sarthe. Les arêtes de grès ordoviciens du synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe alimentent quelques festons de galets anguleux mêlés à des limons, plus ou moins étalés sur le Briovérien. En l'absence de bons affleurements ces galets épars peuvent faire croire à une plus grande extension des grès ordoviciens.

La mise en place de ces glissements peut être attribuée dans un premier temps, à des phénomènes de solifluxion périglaciaire, en particulier pour ceux ayant mobilisé des masses importantes de sables sur des pentes faibles (glissements des sables sénoniens à l'Ouest de Daumeray) ou encore ceux affectant les grès ordoviciens dont le fractionnement peut être attribué à une gélifraction plus ou moins contemporaine de la solifluxion.

Dans un deuxième temps le simple déplacement par gravité ou ruissellement explique la reprise des glissements sur les pentes fortes comme celles des vallées actuelles. De telles mobilisations sont encore actives actuellement.

L'éparpillement des blocs de grès éocènes semble pouvoir s'expliquer par leur déplacement, au sein de coulées sablo-boueuses, dans un contexte climatique périglaciaire. Ces coulées sont alimentées par les sables sénoniens et les altérites du Briovérien, cette matrice ayant été ensuite en partie lavée, car la gangue limoneuse de ces blocs est encore présente à leur voisinage. On remarque aussi l'intensité de l'altération du Briovérien et l'épaisseur des altérites développées à ses dépens.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### ÉLÉMENTS DE TECTONIQUE ET DONNÉES DE SUBSURFACE

#### Briovérien

#### Déformations souples : phases de plissement

**Phase majeure synschisteuse  $D_1$ .** A l'échelle cartographique, la carte géologique montre bien que les formations "briovériennes" sont déformées par des plis ( $D_1$ ) d'ordre kilométrique, à pluri-kilométrique de direction N 110°E à N 120°E, en parfaite harmonie avec les structures du Paléozoïque. Les axes synclinaux et anticlinaux figurent sur la carte structurale. Cartographiquement on observe un ennoyage de toutes les mégastructures vers l'Ouest.

A l'échelle de l'affleurement, dans l'ensemble du secteur analysé les formations "briovériennes" sont affectées de plis décimétriques à pluri-décamétriques qui sont homothétiques des mégastructures. Ces plis cylindriques sont généralement droits mais peuvent passer localement à des plis déjetés.

A ces plis est associée une schistosité de flux  $s_1$  en éventail, toujours très redressée à subverticale. Sur le terrain une seule schistosité a été observée ( $s_1$ ).

#### Mise en évidence d'une déformation anté-schisteuses $D_0$

- *Analyse structurale des éléments mesurés à l'affleurement.* Les éléments structuraux : stratification  $S_0$ , schistosité  $S_1$  et linéations  $I_1$  (axes des plis et linéation d'intersection  $S_0/S_1$ ) ont fait l'objet d'un traitement statistique (diagrammes de densité 1 à 3, figure 2).

- *Analyse de la schistosité  $S_1$*  Le diagramme 2 montre une bonne concentration des pôles des plans de schistosité  $S_1$ . Celle-ci met en évidence l'absence de déformation souple postérieure à  $D_1$ .

Pour la région de Château-Gontier le plan de schistosité "moyen" est orienté N 115°E avec un pendage de 80° vers le Nord.

- *Analyse des linéations  $I_1$ .* Les linéations d'intersection  $S_0/S_1$  ont été, soit mesurées directement sur le terrain, soit construites sur diagramme à partir des plans  $S_0$  et  $S_1$ .

Ce sont des éléments structuraux très significatifs. La carte structurale et le diagramme 3 montrent clairement que les linéations  $I_1$  sont dispersées dans le plan de schistosité  $S_1$  moyen, en ayant des directions et des plongements variables (de l'horizontale à la verticale). Cette dispersion peut s'expliquer par l'existence d'une déformation de la stratification antérieure au développement de la schistosité  $S_1$  ( $D_0$ ), sinon les linéations  $I_1$  seraient groupées et parallèles aux axes cartographiques des plis.

- *Analyse des surfaces de stratification  $S_0$ .* Le diagramme 1 traduit bien, également, l'existence de deux phases de déformation. Les pôles de  $S_0$  se dispersent sur deux courbes :

— une courbe  $\mu S_0D_1$ , dont l'axe construit  $A_1$  a une direction N 150°E avec un plongement de 10° vers l'Ouest (qui correspond à l'orientation moyenne des axes de plis  $D_1$ ) ;

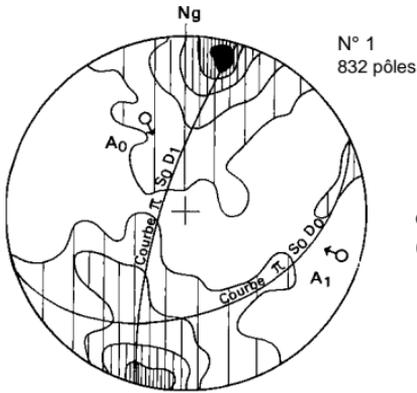


Diagramme collectif  
des plans de stratification  $S_0$   
(courbes : 0,5-2-4-6-7 %)

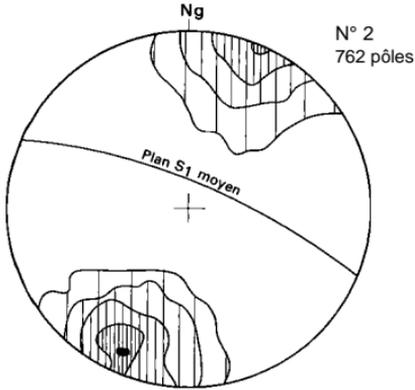


Diagramme collectif  
des plans de schistosité  $S_1$   
(courbes : 0,5-2-6-10-14 %)

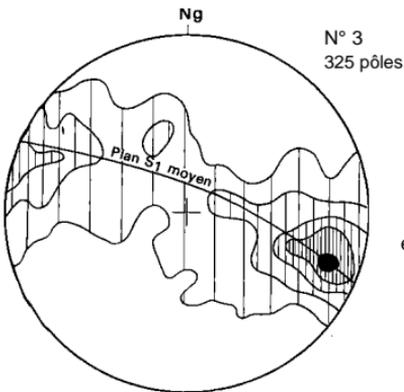


Diagramme collectif  
des axes de plis  $D_1$   
et des linéations d'intersection  $S_0/S_1$   
(courbes : 1-2-4-6-10 %)

Fig. 2 - Projections sur canevas de Schmidt, hémisphère supérieur

— une courbe  $\mu S_0D_0$ , dont l'axe construit  $A_0$  a une direction N 158°E avec un plongement de 40° vers le Sud-Est qui correspond à l'orientation moyenne des axes de plis  $D_0$  ;

**Structures d'ordre cartographique.** Aucune structure  $D_0$  n'a été mise en évidence à l'affleurement, cependant la carte géologique révèle des structures cartographiques complexes principalement le long de la Mayenne qui correspondent à des figures d'interférence des deux phases de déformation  $D_1$  et  $D_0$ . Les axes cartographiques  $D_0$  figurent sur la carte structurale.

Le couloir de la Mayenne témoigne d'un gradient de déformation  $D_0$  assez intense, mais cette déformation existe sur l'ensemble de la zone d'étude (persistance des variations d'orientation des linéations  $I_1$ ).

**Age de ces déformations.** La phase de déformation synschisteuse  $D_1$  correspond à l'événement majeur de la tectogenèse hercynienne, contemporaine de la mise en place des leucogranites méridionaux, en Bretagne Centrale. Son âge est sujet à discussion :

— pour J. Cogné (1974), celui-ci serait situé entre le Namurien et le Stéphanien (environ entre 320 et 290 MA) d'après des critères de continuité avec le bassin de Laval et pour J.-J. Peucat *et al.* (1979), il serait Carbonifère inférieur (environ entre 345 et 330 MA) d'après des données géochronologiques, provenant des granites syntectoniques.

Un âge Cadomien pour la déformation précoce  $D_0$  nous semble devoir être exclu dans la mesure où les formations "briovériennes" affectées pourraient être rapportées au Paléozoïque inférieur (de l'Infracambrien au Trémadoc). De pareils basculements des linéations d'intersection  $I_1$  sont connus dans le Briovérien encaissant les terminaisons périclinales occidentales des synclinaux du Sud de Rennes (C. Le Corre, 1978). Ils n'affectent pas, tout au moins à l'échelle cartographique, les terrains post-trémadociens. Des considérations de variations répétées d'épaisseur des formations rouges trémadociennes de Pont-Réan, ajoutées aux observations précédentes, conduisent à émettre l'idée (J.-F. Ballard, 1985) d'une tectonique distensive de blocs lors de l'ouverture d'un bassin d'âge Ordovicien précoce, limité au Sud et au Nord par des flancs redressés. Cette hypothèse est renforcée par la présence d'un volcanisme acide associé à la formation de Pont-Réan (ride de Bain).

### Déformations cassantes

**Les failles à l'échelle cartographique.** Les grands accidents d'ordre cartographique sont visibles en continuité sur le terrain sur des distances décamétriques à multi-décamétriques ; ils ont été suivis de proche en proche sur des kilomètres, leur tracé pouvant être interpolé d'après les photographies aériennes.

A l'échelle de l'affleurement ces fractures sont fréquemment remplies de produit de broyage des roches encaissantes et l'épaisseur de ces remplissages, généralement de l'ordre du centimètre ou du décimètre, peut atteindre quelques mètres.

De plus ces failles peuvent localement se traduire par des zones de microfracturation intense, induisant une schistosité de fracture dans les matériaux sur plusieurs dizaines de mètres de part et d'autre de la faille principale.

La carte structurale met en évidence trois grandes familles de fractures qui, par ordre d'importance décroissante, sont les suivantes : N 160°E, N 20 à 40°E, N90 à 110°E.

**Les fractures N 160°E.** Elles sont présentes dans l'ensemble de la zone étudiée, en général jalonnées par des zones cataclasées et/ou schistosées sur quelques dizaines de mètres.

Ce sont de très grands accidents de longueur kilométrique à pluri-kilométrique qui se groupent dans des couloirs de fracturation large de 1 ou 2 kilomètres.

Notons également, principalement au voisinage de grands accidents N 160°E, le développement d'une schistosité de fracture accompagnée de failles satellites de même direction. L'espacement entre deux de ces couloirs est de l'ordre de 5 à 6 kilomètres.

Entre ces couloirs, les fractures N 160°E sont plus rares mais toujours présentes.

Ces grands accidents sont des failles de cisaillement dextre d'âge tardi-hercynien. Ils réutilisent les grands accidents distensifs de même direction formés à la limite des cycles tectogéniques calédonien et hercynien.

Il s'agit là d'accidents majeurs qui rejouent périodiquement ; ainsi le bassin "d'effondrement" à accumulation de Plio-Quaternaire situé à l'Ouest de la Mayenne de direction N 160°E, pourrait être un témoignage de leur mouvement le plus récent.

**Les fractures N20 à 40°E.** Elles sont moins fréquentes que les fractures précédentes. Il s'agit de failles de cisaillement principalement dextres dont le rejet cartographique est surtout visible au Nord de la zone étudiée avec décalage de quelques centaines de mètres du Paléozoïque du bassin de Laval.

**Les fractures N 90 à 100°E.** Ces fractures très importantes sont très difficiles à identifier sur le terrain car leur direction correspond à la direction du plissement hercynien majeur et elles peuvent jouer selon les plans de schistosité  $S_1$ .

Cette famille de fractures devient prépondérante et visible cartographiquement dans la partie nord-est de la feuille où elle est responsable de la disparition de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de terrain ; en effet tous les contacts "Briovérien - Paléozoïque" du bassin de Laval sont anormaux, jalonnés par de grands cisaillements N 90° à 110°E.

### **Cinématique et Chronologie de la fracturation**

Le petit nombre de plans striés avec sens de déplacement déterminable observés lors du lever de terrain, ne permet pas d'établir de façon explicite, à échelle de la carte, la cinématique des différentes phases de déformation cassante. Il a été relevé des décrochements N 160°E dextres, N 20°E senestres et N20°E à 45°E dextres.

La confrontation de ces données avec les données d'ordre cartographique et régional permet de proposer la succession suivante d'événements majeurs :

— *Distension ENE-WSW*, d'âge Anté-hercynien, responsable de l'ouverture dans le socle profond des failles normales précoces N 160°E, corrélative à la déformation D<sub>0</sub> en tectonique de revêtement (flexuration) dans la couverture "briovérienne".

— *Phase de plissement hercynienne majeure D<sub>1</sub>* (phase bretonne) avec développement de la schistosité synmétamorphique régionale S<sub>1</sub>, d'orientation N 110°E.

— *Développement polyphasé des cisaillements* N 110°E (cisaillements sud armoricains) associés aux décrochements N 20°E à N 45°E dextres ; la mise en place du leucogranite de Craon (feuille voisine) puis celle des filons de rhyolite et de microgranite se placeraient dans ce système complexe, d'âge tournaisien à west-phalien (345 à 290 MA).

— *Compression N-S*, tardi-hercynienne, entraînant le rejeu en failles dextres des fractures N 160°E précédentes, conjugué avec la formation des cisaillements senestres N 20° à 30°E très subordonnés, et la mise en place des dykes de microdiorite quartzique dans les fractures d'extension sub-méridiennes.

— *Distension à peu près E-W* au Tertiaire, entraînant le rejeu en failles normales des fractures N 160°E et l'ouverture des bassins éocènes - miocènes.

— *Distension*, sous l'effet d'une compression NNW-SSE, au Plio-Quaternaire, avec rejeu des fractures N 160°E et formation de grabens.

Au point de vue géodynamique actuelle, on peut estimer que le Massif Armoricain est soumis au même système de contraintes (compression de direction NW-SE à NNW-SSE) que celui établi pour les régions voisines (Massif Central et Nord de la France) d'après l'étude des mécanismes au foyer et les mesures de contraintes *in situ*\*.

Bien que la région de Château-Gontier soit située dans une zone géodynamiquement stable, sous l'effet de ces champs de contraintes, il est possible qu'actuellement, on ait un rejeu des grands accidents d'ordre cartographique :

— pour les fractures N 160°E (faille de la Mayenne), en failles normales, avec ouvertures pouvant constituer des zones préférentielles de circulation de fluides ;

— pour les fractures N 110°E (type cisaillements au Nord-Est de la feuille), en faille inverse ;

— pour les accidents annexes d'orientation intermédiaire, en décrochements.

## Paléozoïque

### Synclinal de Chateaufort-sur-Sarthe

#### *Déformations souples*

La structuration majeure du synclinal ordovicien - silurien de Chenillé-Changé est liée à l'orogénèse hercynienne. A cette structure plicative principale déterminant des bandes linéaires simples, se surimposent des plissements secondaires d'ordre métrique à décamétrique, principalement sur le flanc sud, bien visible dans la carrière de Chenillé-changé, et qui justifient la position légèrement excentrée vers le Nord de l'axe synclinal. Ce sont des plis droits cylindriques à faible plongement ouest, nettement ouverts dans les faciès

\* P. Godefroy (1981) - Notice carte sismo-tectonique de la France. Mémoire BRGM n°111.

compétents de bordures, à schistosité de flux de plan axial, subverticale, légèrement en éventail. Dans le cœur synclinal à sédiments pélitiques, les plissements d'ordre inférieur se resserrent en plis isoclinaux.

Les structures D<sub>0</sub>-D<sub>1</sub> marquent, à cet endroit de la terminaison périclinale orientale, un infléchissement des directions de N 110°E à l'Ouest à N 120°E à l'Est. Cette incurvation à convexité nord pourrait s'expliquer par l'un des accidents majeurs profonds dextres N 160°E.

### **Déformations cassantes**

A l'échelle cartographique, le synclinal n'est que faiblement affecté par les accidents cassants dextres N 160°E, les seuls qui apparaissent. Ils sont à rattacher aux accidents de même direction du Briovérien.

A l'échelle de l'affleurement, la fracturation se disperse et les roches sont généralement fortement diaclasées.

### **Synclinorium de Laval**

La zone triangulaire située entre Grez-en-Bouère, Souvigné-sur-Sarthe et Bouessay, dans la partie nord-est de la zone étudiée, ne représente qu'une partie limitée du synclinorium de Laval qui s'étend plus largement en direction du Nord-Ouest dans la partie centrale du domaine oriental du Massif armoricain. Les principales données structurales de cette région sont décrites dans la présentation de la carte et synthétisées par le schéma structural figurant en marge de celle-ci. Les observations suivantes compléteront ces données générales.

- *Les grands axes structuraux (synclinaux et accidents tardifs).* L'allure générale de la déformation dans ce secteur est marquée par une direction moyenne des horizons entre N 100°E-N 130°E, soulignée par une direction similaire des principaux axes synclinaux que sont :

—le synclinal de Bouère à l'Ouest,

—le synclinal de Solesmes à l'Est (ou tout au moins l'orientation prise par ses horizons sur le flanc sud de ce dernier).

La présence quasi-générale d'accidents cassants tardifs de directions N 20°E à N50°E mais aussi N 170°E, en moindre partie, confère à cette zone un découpage en blocs par un jeu de failles normales et décrochantes.

Si le jeu de ces accidents tardifs se lit facilement sur la carte, il n'en est pas de même sur le terrain où, du fait de la topographie de bocages, l'importance des rejets ne peut être appréciée qu'à la faveur d'affleurements trop dispersés. Les mouvements principalement dextres de ces accidents tendent à imposer à l'ensemble de cette région une structuration en éventail en direction du Sud-Est. Ce motif structural n'oblitére en rien l'importance des déformations antérieures responsables des plis et failles inverses de l'ensemble des dépôts paléozoïques présents.

- *La bordure méridionale faillée du synclinorium.* L'accident majeur en bordure des terrains briovériens marque une disparition progressive, à l'affleurement, des dépôts ordoviciens puis siluriens en direction du Nord-Ouest. Cette disposition des niveaux les plus bas de la série du Paléozoïque inférieur est due à la "poussée sud" du bloc de Rennes (Oehlert, 1909), dont l'effet se fait sentir sur l'ensemble des dépôts du bassin de Laval (cf. infra).

• *Éléments structuraux plicatifs sur l'ensemble du synclinorium.* Trois domaines structuraux se définissent sur cette partie sud-est du synclinorium de Laval.

— *Les terrains d'âge ordovico-silurien de la bordure sud du synclinorium et de la région de Souvigné-sur-Sarthe.* Une zone approximative NW — SE limite ce domaine vers le Nord, (voir carte structurale). Les rares structures plicatives observables à l'affleurement se développent dans des formations siluriennes présentant une alternance périto-gréseuse. L'analyse de détail (environs de la Roche-Talbot et du Tertre) permet de relever dans ce domaine la présence d'une schistosité de flux pentée vers le Nord. Ce régime structural s'oppose au style à déversement nord, situé au Nord-Est de ce domaine, dans le secteur où affleure l'essentiel des dépôts dévoniens de cette région (du Bois-Béard à la Chaussée) ainsi que dans l'ensemble des terrains du Carbonifère, qui constituent les derniers horizons du remplissage des synformes du bassin.

— *Le secteur d'affleurements dévoniens.* Le style de déformation est bien représenté sur la coupe "AA" (partie N — NE). Il est caractérisé par des contacts cisailants qui s'étendent sur près de 3 km de long dans le secteur Château-Gontier et se prolongent vers le Sud-Est (feuille La Flèche, 1/50 000) où ils furent décrits sous le terme de "plis à tendance isoclinale, déversés vers le Nord, faillés, à flancs inverses supprimés, constituant plusieurs écaillés" (Renaud *et al.*, 1947).

— *Le bassin carbonifère de Bouère et celui de Solesmes limité à sa bordure sud, aux environs de Bouessay.* En l'absence de dépôts du Dévonien moyen et supérieur, le contact en discordance cartographique de la base du Carbonifère, sur tout autre terme, marque les débuts d'une succession d'événements tectoniques liés à la chronologie de remplissage de ces bassins.

Le volcanisme de quartz-kératophyres, présent au Sud-Ouest de Bouère, à la Jaujuère, au Bourreau et à la Réorie, comme au Nord-Est de Saint-Brice, signe la présence d'une activité magmatique constante au cours des dépôts du Carbonifère inférieur (Tournaisien). L'étude des relations sédimentation et tectonique amène à interpréter ce volcanisme comme un début de rifting accompagné d'abondantes décharges détritiques aux pieds de reliefs proches.

A la faveur d'exploitations récentes (carrières de la Pélièvre, de Bois-Jourdan et du Jard, du Rhône et des Richardières), le flanc sud du bassin de Bouère montre les effets d'une même "poussée sud" déjà sensible au contact entre Briovérien et Paléozoïque inférieur. Une schistosité de fracture/flux bien accusée, à pendage sud, marque les carbonates du Viséen. Selon le degré de compétence des roches, les effets de cette compression peuvent être marqués soit par de grandes structures plissées d'axes sub-horizontaux de direction N 120°E (front de taille sud de la carrière du Jard) soit par un basculement en masse d'édifices carbonatés construits (biohermes waulsortiens), qui réagissent en noyau rigide à la déformation plicative (carrière de Bois-Jourdan).

Les termes supérieurs du Carbonifère (détritiques fins du Namuro-Westphalien) enregistrent pour leur part les effets de ces contraintes par un débit schisteux à fort pendage vers le Sud-Est (Launay-Guimard, au Nord de Bouère, loa Courbe, à l'Est de Bouessay).

Ces mouvements venant du Sud ont provoqué non seulement cisaillement et bréchification de certaines couches mais plus encore disparition en profondeur de quelques-unes d'entre elles. L'expression de ces cisaillements ( $\phi_3$ ) s'observe au plus fort entre l'Aiguillonnière et la Maison Rouge, au Sud-Est de Bouessay.

- *Age des déformations.* Le déversement général des structures plissées se fait vers le Nord-Nord-Est. Les plis sont toutefois plus serrés et disharmoniques dans les terrains siluro-dévonien que dans ceux du Carbonifère. Ces différences de comportement aboutissent à des discordances cartographiques nettes de la Formation de Saint-Brice sur les structures plissées siluro-dévonien et, plus discrètes mais réelles, entre la plate-forme carbonatée viséenne et les détritiques namuro-westphaliens.

L'existence d'une *structuration importante*, anté-Tournaissienne, du fait du double déversement des structures des terrains ordovico-dévonien, et l'absence de dépôt d'âge Dévonien moyen et supérieur (même sous forme remaniée dans les terrains détritiques grossiers du Tournaisien), témoigneraient des effets d'une première phase tectonique antérieurement aux premiers dépôts tournaissiens (Houlgatte *et al.*, 1984).

Après une évolution originale du bassin carbonifère de Laval, avec les différents stades d'ouverture, de plate-forme carbonatée et de fonctionnement en "pull-apart" (Houlgatte *et al.*, à paraître), le stade de *structuration majeure*, westphalienne ne serait que la conséquence de l'accentuation du rapprochement des marges du bassin.

Ces structures caractérisent les effets de l'orogénèse hercynienne en bordure d'un bassin fermé, situé en domaine externe de la chaîne.

## Mésozoïque et Cénozoïque

Ces assises sont sensiblement horizontales. Les buttes crétacées de la région de Morannes témoignent de la conservation de ces niveaux entre deux failles du socle briovérien dont on note le rejeu post-bartonian (calcaire lacustre faillé au lieu dit Monceau).

Des mouvements épirogéniques récents ont rajeuni le relief par enfoncement du réseau hydrographique, particulièrement spectaculaire en certains points de la vallée de la Mayenne.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Plusieurs formations géologiques renferment des aquifères d'intérêt variable. Une trentaine de sondages de reconnaissance et de forages d'eau donnent sur ces aquifères des informations dispersées, plus ou moins fiables.

On distinguera de bas en haut :

— les formations anté-secondaires (socle) qui affleurent au Nord-Est (Paléozoïque), au Sud-Ouest (Paléozoïque) ainsi qu'à l'Ouest et au centre (Briovérien) ;

- les formations secondaires qui couvrent une faible superficie de l'angle sud-est de la carte et appartiennent au Crétacé du Bassin parisien ;
- les formations post-secondaires constituées d'une part par le Cénozoïque peu développé (Eocène, Miocène et surtout Pliocène reposant indifféremment sur le Briovérien et le Crétacé), d'autre part par les dépôts alluviaux le long de la Mayenne et surtout de la Sarthe.

### **Formations anté-secondaires**

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

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

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

Les débits obtenus dans ces formations sont faibles, en règle générale, compris entre 1 et 5 m<sup>3</sup>/h (bien que des exceptions notables existent) pour des rabattements relativement élevés (supérieurs à 10 m, sinon 20 m).

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

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées (conductivité inférieure à 500  $\mu$  S/cm), douces, légèrement acides et agressives, contenant très fréquemment du fer et parfois du manganèse à teneur élevée (supérieures à 1,0 mg/l) ainsi que des nitrates (des valeurs supérieures à 50 mg/l) ainsi que des nitrates (des valeurs supérieures à 50 mg/l ne sont pas rares).

### **Nappe du Briovérien**

Les forages examinés dont les profondeurs sont comprises entre 35 et 116 m ont fourni des débits maximum instantanés très variables : de 0 à plus de 60 m<sup>3</sup>/h. En particulier un forage exécuté à Château-Gontier (391-1-12), profond de 116 m, a atteint lors de la foration 62 m<sup>3</sup>/h à 96 m de profondeur avec des teneurs en fer très élevées (environ 5 mg/l).

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

### ***Nappe du Paléozoïque***

Parmi les formations existantes dans le synclinal de Bouère (angle nord-est de la carte), ce sont les niveaux calcaires du carbonifère inférieur qui présentent le plus d'intérêt vis-à-vis des eaux souterraines, les autres formations (schistes, grès, grauwackes, etc.) étant a priori, la plupart du temps, improductives en raison de leur situation topographique (relief) et de l'altération argileuse qui s'y développe.

La productivité des calcaires est variable d'une zone à une autre, la présence d'eau étant liée à la fracturation et à l'altération. Quelques règles générales peuvent être émises : le calcaire paraît avoir une meilleure perméabilité au voisinage des fonds de vallon où une fracturation intense ainsi que des phénomènes d'altération et de dissolution donnent souvent naissance à de petits karsts dans lesquels des débits de 300 à 700 m<sup>3</sup>/j peuvent être exhaurés. Sur les zones de plateau, le calcaire paraît plus massif et les débits deviennent alors beaucoup moins importants.

Onze sondages de reconnaissance de profondeur variant entre 25 et 55 m ont été exécutés entre 1985 et 1988 dans ces formations calcaires dans le cadre de travaux de recherche d'eau pour les collectivités et d'études diverses : des débits instantanés (mesurés en fin de foration au marteau fond-de-trou) de 1 m<sup>3</sup>/h à 40 m<sup>3</sup>/h environ ont été obtenus. Des essais de pompage de longue durée menés sur quelques sites favorables ont permis d'estimer des débits d'exploitation de l'ordre de 300 à 700 m<sup>3</sup>/j. La profondeur des principales venues d'eau se situe, à une exception près, entre -5 et -35 m.

La nappe d'eau présente dans ces calcaires est utilisée pour la distribution publique grâce à un pompage effectué dans une ancienne carrière noyée au lieu-dit "La Mauditère" au Nord de tjez-en-Bouère (immédiatement au Nord de la feuille Château-Gontier, feuille Meslay-du-Maine).

Les eaux issues de ces calcaires présentent les caractéristiques habituelles de ce type de milieu : titre hydrotimétrique élevé (25 à 35°F), part bicarbonatée calcaire très importante.

Enfin, ces eaux paraissent vulnérables à la pollution azotée en raison des faibles épaisseurs de sol recouvrant le substrat calcaire et des infiltrations rapides dans les discontinuités de la roche : des valeurs de 30 à 60 mg/l de nitrates ont souvent été mesurées en différents points.

### **Formations secondaires**

La seule formation aquifère intéressante du Crétacé (angle sud-est de la carte) est celle du Cénomaniens dont les caractéristiques sont peu favorables : faible épaisseur, présence de niveaux argileux. Quelques forages ont reconnu cette nappe qui repose sur le socle dans ce secteur et ont donné des débits spécifiques faibles, de l'ordre de 1 m<sup>3</sup>/h/m ou même inférieurs. Aucune analyse chimique n'est disponible dans cette zone.

Les eaux du Cénomaniens sont en général assez douces et agressives (pouvant atteindre ou dépasser 1 000  $\mu$  S/cm), avec des duretés comprises entre 30 et 40°F et des teneurs parfois élevées en fer (pouvant dépasser 2,0 mg/l) et/ou en manganèse.

### **Formations post-secondaires**

Ces formations présentent peu d'intérêt sur le plan des ressources en eau souterraine : elles forment en effet de très médiocres aquifères car elles sont en général de faible extension, tant latéralement que verticalement et souvent constituées de matériaux relativement imperméables. Tout au plus, peuvent-elles localement être utilisées pour l'alimentation en eau potable d'exploitations agricoles, leur utilisation pour les besoins des collectivités étant exclue.

### ***Nappe du Tertiaire***

Un sondage implanté en 1985 dans le placage pliocène situé entre Soeurdres et Argenton-Notre-Dame a permis de traverser 14 m de sables très peu productifs surmontant le socle briovérien (argile grise puis siltstone schisteux) soit 5 m de sables grossiers roux avec niveaux consolidés ("grès ferrugineux") et 9 m de sables fins argileux. Un deuxième sondage réalisé dans le même secteur à une dizaine de mètres du premier a mis en évidence l'existence de 18 m de sables très argileux humides très peu aquifères.

### ***Nappes alluviales***

Seules les alluvions de la Sarthe aux environs de Morannes sont exploitées industriellement par des puits. Les débits obtenus sont élevés : de l'ordre de 80 m<sup>3</sup>/h pour 4 m de rabattement au captage du Pendu (391-8-18) pour A.E.P. Le forage a en fait traversé les alluvions et le Cénomaniens sableux sous-jacents sans qu'il soit possible de faire la distinction entre ces deux types de formations.

Par contre le long de la Mayenne il n'existe pratiquement pas d'alluvions exploitables : cependant un sondage exécuté en 1985 au Nord de Daon en bordure de la Mayenne, dans les niveaux d'alluvions FX a reconnu 3 m de sables, graviers et limons reposant sur le substratum briovérien.

Une seule commune (en Maine-et-Loire) possède sur son territoire un captage d'eau souterraine pour l'alimentation en eau potable :

<i>Commune</i>	<i>Lieu-dit</i>	<i>Aquifère capté</i>
Morannes	Le Pendu	Alluvions de la Sarthe et Cénomaniens

## SUBSTANCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

### Énergie

Des niveaux d'antracite existent dans la Formation de Saint-Brice (h1a-b2) et dans la Formation de Bouessay (h2b-4a). Ils ont été exploités au siècle dernier, par puits de mine.

### Matériaux de construction

**Moellons.** Les formations paléozoïques gréseuses en totalité ou en partie (Osa, S, S4-d2a, d1, h1a-b2, h2b-4a) et calcaires (h1b2-2a, h1b3-2a) sont susceptibles d'être exploités comme moellons, comme en témoignent les anciennes carrières et l'habitat rural.

**Pierre à chaux.** Les formations de la Ragottière (d1b-2), des Calcaires de Bouère (h1b3-2a), des Calcaires de Sablé (h1b2-2a) ont été activement exploitées comme pierres à chaux (nombreux fours à chaux sur le domaine de la carte). De nombreuses carrières abandonnées sont noyées (piscicultures privées). Certaines carrières dont celles du Jard (Bouère) (h1b2-2a) sont de nouveau en exploitation.

**Marbrerie.** Les calcaires de Bouère (h1b3-2a) et de Sablé (h1b2-2a) ont été exploités jusqu'aux environs de 1965, pour la marbrerie avec sciage de blocs sur l'affleurement.

**Empierrement.** Les formations quartzzeuses et gréseuses (O2a, Os, S1, S4-d1a, d1, h1a-b2, h2b-4a), calcaires (d1b-2, h1b2-2a, h1b3-2a), les roches endogènes ( $p^{K1}$ , pδe), ont été exploitées pour l'empierrement. Une importante carrière dans le grès armoricain est à ce jour encore en exploitation à Chenillé-Changeé.

**Sables et graviers.** Les sables rouges et les graviers pliocènes, ainsi que les nombreux niveaux alluviaux quaternaires ont fait l'objet d'exploitations : terrasses de la Sarthe à Chemiré, terrasses de la Mayenne à Ménéil.

Les faluns (sables coquillers) ont été intensément exploités dans tous les petits gisements ; les bancs les plus consolidés servaient de pierre à bâtir.

**Argile.** Les argiles du hameau des Agets (attribuées au Pliocène) ont alimenté une briquetterie jusqu'en 1950.

**Ardoises.** De nombreuses exploitations à ciel ouvert jalonnent la bande ardoisière de la Formation d'Angers-Traveusot (O3-4). Toutes sont restées à un stade artisanal et sont aujourd'hui abandonnées. La Formation de Riadan-Renazé (O5-6) est ici impropre à une telle industrie. De même, les faciès subardoisières du Wenlockien-Ludlowien ( S2-3 ) n'ont pas été exploités.

### Substances minérales

Le tableau de la page suivante donne les caractéristiques des principaux indices minéraux de la région.

**PRINCIPAUX INDICES MINÉRAUX ET LEUR GISEMENT**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Saint-Brice	4X-4001	Cha	Houille	Couche	Namurien Grès, schiste	couche exploitée. Puits remblayé
Sablé-sur-Sarthe	4X - 4002	Cha	Houille	Couche	Namurien Grès, schiste	couche exploitée. Puits remblayé
La Jaille-Yvon	5X-4001	Fe	Oligiste Hématite	Couche	Ordovicien Grès	Ancienne exploitation. Trois couches de minéral. Du Nord au Sud : 1 couche de 0,7 m, une seconde couche de 3,9 m, une troisième couche inexploitée. Gisement accidenté et coupé de failles
La Réhaudière	5X - 4002	Au Qua	Or natif Pyrite Galène Quartz	Filon direction : 130°	Briovérien Schiste	Ancienne carrière à proximité. Puits de 5 m ce filon a été reconnu par le BRGM par tranchées et sondages
Bressault	5X - 4003	Au As	Or natif Mispickel Pyrite Chalcopryrite	Stratiforme	Briovérien Schiste Shale Grès	Indice en cours de reconnaissance par le BRGM : profils géochimiques, levés VLF, tranchées, sondages percutants et carottés
Coutans	5X - 4004	Au As	Quartz Or natif Pyrite Mispickel	Filon	Briovérien Schiste	Indice en cours de reconnaissance par le BRGM : profils géochimiques, levés VLF, tranchées, sondages percutants et carottés

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires sur la région (carte à 1/80 000 Château-Gontier) ainsi qu'un itinéraire (itinéraire 13) dans le *Guide géologique régional: Bretagne*, par S. Durand et H. Lardeux, 1985, Masson, Paris.

### BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

BRGM - Inventaire du Territoire Métropolitain, rapport annuel 1983. 1er et 2e trimestre 1984.

BROSSÉ R. (1978) - Les faluns et les graviers supérieurs du Layon (région de Thouarcé) : stratigraphie, sédimentologie et origine. *Bull. Soc. Sc. Anjou. N-S.* t. X, p. 61-71.

CLÉMENT J.-P., BENEVENTG., CONRAIRIE L. et GUILLET L. (1979) - Etude des ressources en granulats dans le département de la Mayenne. Rapport BRGM et CETE Pays-de-Loire, 1979.

CLÉMENT J.-P., BENEVENT G., CONRAIRIE L. (1981) - Inventaire des ressources en sable des bassins de la Sarthe et de la Mayenne, dans le département du Maine-et-Loire. Rapport BRGM et CETE Pays-de-Loire, 1981.

COGNÉ J. (1974) - *In*: le Massif armoricain. *Géologie de la France*. Volume I, pp. 105-161 (Edition Doin).

COLLECTIF (1979) - Etudes structurales, géochimiques et géochronologiques dans le Massif armoricain. *Bull BRGM* (2ème série), Section I, n° 4.

DESROUSSEAUX J. (1938) - Bassins houillers et lignifères de la France. Imp. Nat. Paris.

GRUET M. (1980) - Le Pliocène en Anjou. Soc. Et. Sc. Anjou. Mém. n° 4.

HORON O. (1966) - Les gisements de fer de la France, colloque de Hanovre.

HORONO. et TORCY (1962) - Carte des gisements de fer de la France au 1/1 000 000.

HOULGATTEE., LE HERISSE A., PELHATE A. et ROLETJ. (1984) - Esquisse structurale du Synclinorium de Laval. Résumé RCP 705 "Géodynamique du Massif Armoricain". Le Mans, 1-2 Oct., p. 37.

HOULGATTEE., LE HERISSE A., PELHATE A. et ROLETJ. (à paraître) - Evolution géodynamique du bassin Carbonifère de Laval (Massif armoricain).

JUIGNETP. (1973) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse Caen.

LAURIAT-RAGE A. (1978) - Les bivalves (Astartidés et autres groupes) du Redonien. Signification stratigraphique et paléogéographique. Thèse Mém. Mus. Hist. Nat. Paris, série C, t. XLV.

LE CORRE C. (1969) - Sur une paragenèse à chloritoïde dans les schistes de l'Ordovicien moyen des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne*. Ser. C.t.1, fasc. I, pp. 33-44.

LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM* (2ème série). Section I, n°3, pp. 219-254.

LOUAIL J. (1972) - Etudes sédimentologiques des placages sableux du plateau des Mauges. Distinction entre les formations détritiques azoïques cénomaniennes et les sables rouges de l'Anjou. Actes 97e Congrès, Nat. Soc. Sav. t. 2, Nantes, 1972.

MACHEIRASG. (1970) - Les minéralisations aurifères de Château-Gontier. Rapport BRGM 70 SGN 337 GIT.

MELOUX J. (1979) - Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000. Feuille Nantes.

OEHLERT D. (1909) - Tectonique des terrains paléozoïques au Nord-Ouest et au Nord de Sablé (Sarthe). *CRAS.*, 15 fév. CXLVIII, p. 39.

OEHLERT D. et OEHLERT P. (1912) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne du 26 août au 7 septembre 1909. *Bull. soc. géol. France* (4), 9, pp. 545-675.

OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1963) - Le Tertiaire des environs de Laval. *Bull. Mayenne Sc.* 1963, pp. 23-31.

PUZENATL. (1939) - La sidérurgie armoricaine. Mém. Soc. Géol. Min. de Bretagne, Rennes, t. IV.

RAGUIN E. (1958) - Bassins de fer de l'Ouest de la France, études géologiques. Chambre syndicale des mines de fer de France, inédit.

RAGUIN E. (1961)- Géologie des gîtes minéraux. 3ème édition, Masson Paris.

RAPPORT ACTION CONCERTEE DGRST (1980) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques.

RENAUD A., PHILIPPOT A. et GIOT R. (1947) - Révision de la feuille de la Flèche à 1/80 000, partie armoricaine. *Bull. de la carte géol. de la France*, n° 221, tome XLVI, 1946, pp. 45-53.

VAUCORBEIL H. de (1973) - Recherche de gîte primaire aurifère dans l'anticlinal de Château-Gontier. Rapport BRGM inédit 02/1973.

## Cartes géologiques

### Cartes à 1/80 000

*La Flèche* 1<sup>ère</sup> édition 1909, par D.-P. Oehlert, A. Bigot, Matte et Bizet.

2<sup>ème</sup> édition 1965, par A. Renaud, P.-R. Giot et A. Philippot.

*Château-Gontier* (1941) par L. Bureau et D.-P. Oehlert.

### Cartes à 1/50 000

*Meslay-du-Maine* (1987) par B. Manigault et F. Ménillet

*Loué* (1986) par J.-P. Clément et L. Brunel

*Le Lion d'Angers* (1988) par R. Brosse et D. Janjou

## DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, pour les départements de la Mayenne et du Maine-et-Loire, au SGR Pays de Loire, 10 rue Henri Picherit, 44000 Nantes, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- R. BROSSÉ, maître de conférences à l'université d'Angers,
- Bernard GUÉRANGÉ, ingénieur géologue au BRGM (SGN Orléans),
- Jacqueline GUÉRANGÉ-LOZES, ingénieur géologue au BRGM (SGR de Toulouse),
- Yves HERROUIN, ingénieur géologue au BRGM (SGR Pays de Loire),
- Erick HOULGATTE, docteur en géosciences à l'université de Bretagne occidentale (Brest),
- Gérard MOGUEDET, maître assistant à l'université d'Angers,
- Annick PELHÂTE, professeur à l'université du Maine (le Mans).

Le chapitre hydrogéologie a été communiqué par :

- Hubert ETIENNE et J.-M. LUTZLER, ingénieur géologue au BRGM (SGR Pays-de-Loire) et le tableau des gîtes minéraux par Christian VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM.