



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

MESLAY- DU-MAINE

MESLAY-DU-MAINE

La carte géologique à 1/50 000
MESLAY-DU-MAINE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : LAVAL (N° 76)
- au nord-est : MAYENNE (N° 77)
- au sud-ouest : CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)
- au sud-est : LA FLÈCHE (N° 92)

Laval	Evron	Sillé- le-Guillaume
Cossé- le-Vivien	MESLAY- DU-MAINE	Loué
Craon	Château- Gontier	La Flèche

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



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MESLAY-DU-MAINE A 1/50 000**

par

F. MÉNILLET, J. PLAINE, B. MANIGAULT, A. LE HÉRISSE

1988

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>RÉSUMÉ D'HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>FORMATIONS BRIOVÉRIENNES</i>	12
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	15
<i>FORMATIONS PALÉOZOIQUES</i>	19
<i>FORMATIONS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES</i>	47
PHÉNOMÈNES GEOLOGIQUES	54
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	54
<i>MÉTAMORPHISME</i>	61
OCCUPATION DU SOL	61
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	61
<i>PHÉNOMÈNES KARSTIQUES ET ARCHÉOLOGIE</i>	63
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	64
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	64
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	66
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	69
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	69
<i>LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	70
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	79
AUTEURS DE LA NOTICE	79

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Situation

Entièrement comprise dans la région du Bas-Maine, la feuille à 1/50 000 Meslay recouvre un territoire situé pour l'essentiel dans le département de la Mayenne au Sud-Est de la ville de Laval. Le département de la Sarthe est représenté par la partie occidentale de la commune d'Auvers-le-Hamon. La partie mayennaise comprend les communes d'Arquenay, Bazougers, Beaumont-Pied-de-Boeuf, Bonchamp-les-Laval (*pars*), Bouère (*pars*), Bouessay (*pars*), Chammes (*pars*), Chéméré-le-Roi, Entrammes (*pars*), Epineux-le-Seguïn (*pars*), Forcé, Fromentières (*pars*), Grez-en-Bouère (*pars*), Houssay (*pars*), la Bazouge-de-Chéméré, la Crompte, Laval, (hameau du Geroulet), le-Buret, Laigné-sur-Mayenne (*pars*), Louvigné (*pars*), Meslay-du-Maine (*pars*), Origné (*pars*), Parné-sur-Roc, Préaux, Ruillé-Froids-Fonds, Saint-Charles-la-Forêt, Saint-Denis-du Maine, Saint-Georges-le-Fléchar, Saint-Jean-sur-Erve (*pars*), Saint-loup-du-Dorat (*pars*), Saint-Pierre-sur-Erve (*pars*), Saint-Sulpice (*pars*), Saulges, Soulgé-sur-Ouette (*pars*), Vaiges (*pars*), et Villiers-Charlemagne.

Relief

La morphologie prédominante est celle d'un plateau, ou plus précisément celle d'une pénéplaine faiblement ondulée, à vallées principales encaissées de 20 à 50 m et vallons larges et peu profonds. Les points culminants se situent :

- au Nord-Est de la feuille (bois de la Forge : 124 m), sur les premiers contreforts du massif de la Charnie (sommets à 286 m, sur la feuille à 1/50 000 Sillé-le-Guillaume) ;
- dans la partie méridionale de la feuille, au Sud de Saint-Charles-la-Forêt (124 m).

L'altitude des interfluves s'abaisse lentement lorsqu'on s'éloigne de ces points hauts ; elle n'atteint pas 100 m au centre de la feuille. Au Sud-Ouest, la Mayenne descend en dessous de la courbe de niveau de 30 mètres.

Hydrographie

Le réseau hydrographique est tributaire de la Mayenne à l'Ouest de la feuille et de la Sarthe au Centre et à l'Est. Au Nord-Ouest, la Jouanne et l'Ouette se jettent dans la Mayenne. A l'Est citons la Vaige et l'Erve qui rejoignent la Sarthe à Sablé. Le ruisseau de Vassé, principal affluent de la Vaige, passe au Sud de Meslay-du-Maine.

Très sinueuses et encaissées, les vallées principales ont épousé la forme de grands méandres. Cette morphologie est fréquente, lorsqu'un réseau hydrographique s'est enfoncé dans un vieux socle gréseux. Les directions prédominantes des cours d'eau sont NW-SE et NNE-SSW ; la première correspond à celle des structures principales ; la seconde à une direction de fracturation.

Vue géologique d'ensemble

Le sous-sol du territoire couvert par la feuille est essentiellement constitué de terrains anciens d'âge Protérozoïque supérieur ? à Paléozoïque supérieur (Carbonifère). Ils se répartissent selon une structure majeure du Massif armoricain, de direction NW-SE : le synclinorium de Laval.

Entre les terrains cambriens de la Charnie au Nord-Est et la large zone d'affleurement des terrains briovéniens au Sud-Ouest, ce dernier a permis la conservation de terrains d'âge Ordovicien à Carbonifère. La lithologie est à dominante schisto-gréseuse, les masses de grès, souvent intercalées de siltites, n'étant pas suffisamment épaisses pour donner des reliefs notables. La faible extension des affleurements de roches volcaniques du Tournaisien supérieur et du Viséen n'a pas permis le développement d'une morphologie spécifique.

Les terrains anciens sont partiellement recouverts par des sables et graviers d'âge Pliocène présumé ou des altérites, plus ou moins solifluées, renfermant localement des blocs de grès tertiaires résiduels. Quelques placages de limons loessiques du Quaternaire récent sont préservés. Les alluvions ne sont bien développées que dans les vallées de la Jouanne et de la Mayenne.

Condition d'établissement de la carte

● La base de départ : les travaux anciens et la carte géologique à 1/80 000

A la suite des recherches pionnières de E. Blavier (1837), les premières explorations géologiques systématiques de la région furent l'oeuvre de Guiller (1840-1871) et surtout de D. et P. Oehlert (1880-1912) pour la partie qui nous intéresse, conduisant à la 1ère édition des cartes à 1/80 000 de Château-Gontier, La Flèche et Mayenne. Cette première période de reconnaissance est contemporaine de l'exploitation locale de la chaux et de l'antracite.

La seconde génération de cartes à 1/80 000 (1935-1948), comprenant la 1ère édition de la feuille Laval et la 2ème édition des feuilles citées ci-dessus a été menée à terme par E. Bolleli, P.-R. Giot, Y. Milon, A. Philippot, A. Renaud, pour les secteurs couverts par la feuille Meslay.

● Les travaux récents et les nouveaux levés

Les nombreux travaux thématiques et synthétiques effectués depuis 1960 sur le Massif armoricain en paléontologie, tectonique, sédimentologie et volcanisme, en particulier de A. Pelhate sur le bassin carbonifère de Laval et ceux de l'équipe de paléontologie de l'université de Rennes ont permis de caler les nouveaux levés sur une connaissance de la géologie régionale beaucoup plus précise. Ces levés ont été menés de manière systématique selon une maille d'observations serrée, ces dernières étant bien repérées grâce au fond topographique à 1/25 000 I.G.N.

Les parties occidentale et orientale du socle ont été levées dans le cadre de travaux de recherches scientifiques de l'université de Rennes dans des zones choisies à la faveur des coupes naturelles de la Mayenne à l'Ouest et de l'Erve, à l'Est. Les conditions d'affleurement ont été beaucoup plus médiocres dans les parties centrale et méridionale de la feuille. Les levés du Brioverien, dans le secteur sud-ouest, où les conditions d'observation ont été assez mauvaises, ont bénéficié des travaux effectués par J. Chantraine *et al.* (1982) et surtout par

B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes (feuille à 1/50 000 Château-Gontier) qui ont réussi à établir une série lithostratigraphique type pour le Briovérien de cette région.

Dans le quart nord-est, les tranchées de l'autoroute Le Mans-Rennes ont donné de bonnes coupes dans l'Ordovicien et les levers à 1/10 000, effectuées pour le compte du C.E.T.E. (laboratoire des Ponts et Chaussées d'Angers) par des étudiants de l'université de Rennes ont été consultés.

Les levers de la feuille Meslay ont été réalisés avec une aide financière de la Délégation générale à la Recherche scientifique et technique et de l'Établissement public régional Pays-de-Loire.

Apports des nouveaux levers

En comparaison avec l'ancienne couverture à 1/80 000, la feuille Meslay apporte dans toute son étendue, des précisions sur la géométrie, l'extension et les limites des différentes formations et de très nombreuses observations nouvelles. Pour bien des secteurs, les contours sont nettement différents. Parmi les principaux apports et modifications citons :

- la subdivision du Briovénien en 3 unités lithostratigraphiques ;
- l'utilisation pour l'Ordovicien, le Silurien, et le Dévonien d'une stratigraphie en grande partie nouvelle, tenant compte des derniers travaux des spécialistes ;
- la suppression du Dévonien inférieur schisteux non défini paléontologiquement ;
- la caractérisation de l'Emsien schisteux ;
- un renouvellement complet de nos connaissances sur le volcanisme carbonifère, sa géométrie et la distribution de ses différents faciès ;
- une géométrie plus fine des masses de calcaires carbonifères, principal aquifère de la région, et une figuration de leurs faciès silicifiés qui servent de niveau repère ;
- enfin, la mise en évidence de nombreuses failles.

RÉSUMÉ D'HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Fondé essentiellement sur les données de la littérature citées dans la "Description des terrains" et dans la "Liste des références bibliographiques, ces quelques notes ont pour objet de donner au lecteur peu familiarisé avec la paléogéographie des époques anciennes, la trame de l'histoire géologique régionale. L'évolution structurale sera traitée dans la rubrique "Géologie structurale". Les âges absolus sont extraits de l'ouvrage de G.S. Odin (1982), pour le Paléozoïque. Une échelle des temps géologiques figure à l'intérieur du "Guide de lecture" joint à ce livret explicatif.

Protérozoïque supérieur-Cambrien

Les premières données sur l'histoire de la région nous sont fournies par les dépôts briovériens d'âge Protérozoïque supérieur et peut-être Cambrien pour leur partie sommitale. A cette époque, le futur Bas-Maine se situait dans un bassin marin, probablement en bordure d'une masse continentale comprenant les parties les plus anciennes de l'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Australie, de l'Antarctique et de la péninsule indienne, en voie de regroupement (orogénèse panafricaine). A l'opposé, ce bassin était limité par une

cordillère s'étendant au moins de la région de Lannion (Côtes-du-Nord) jusqu'au Cotentin, dans le contexte orogénique cadomien. Ce dernier se termine par le plissement des sédiments briovériens au moins dans les parties septentrionales du bassin (au Nord de la feuille Meslay), vers -600 millions d'années environ. Il est possible que ces plissements n'aient pas affecté le Maine méridional et que le même type de sédimentation se soit poursuivi au Cambrien dans cette région : silts et sables silteux mal triés, apportés probablement par des courants de turbidités. Les traces d'activité organique sont exceptionnelles (pistes de vers).

En Charnie, probablement émergée après l'orogénèse cadomienne, la mer revient semble-t'il par le Nord-Est, dans un sillon subsident, lié probablement à une phase de distension (volcanisme acide dans les Coëvrons et en Charnie). Dans ce sillon se déposent des sables et des boues provenant du démantèlement de la chaîne cadomienne. Au sommet de la série cambrienne (Schistes et grès de Blandouët), la sédimentation a un cachet plus littoral, annonçant le comblement du sillon ; les dépôts conservent de nombreuses traces de vers et de lingules.

Ordovicien

L'existence d'une lacune de sédimentation est généralement admise entre le dépôt des Schistes et grès de Blandouët et celui du Grès armoricain, d'âge Arénigien, premier dépôt de la période ordovicienne connu dans la région. Cette lacune correspond à d'importants changements paléogéographiques. A l'Arénigien, vers -475 millions d'années, le domaine couvert par la feuille, comme toute la zone centre armoricaine se trouve en situation de plate-forme marine en marge d'un continent nord-armoricain. Toujours détritique, la sédimentation change cependant complètement. Des sables propres et bien triés, apportés probablement par des courants de marée viennent concurrencer un fond de sédimentation fine de boues noires (siltites). La plate-forme présentait des parties peu profondes soumises à l'action des vagues de tempêtes. Une bioturbation importante indique une vie benthique assez intense, avec en particulier des vers et des lingules.

Au Llandvirnien, les apports sableux deviennent négligeables et la sédimentation toujours marine, par décantation, de boues noires devient prédominante (Formation d'Andouillé). Des niveaux à oolithes chloriteuses correspondent vraisemblablement à des arrêts de sédimentation.

Au Caradocien et à l'Ashgillien (Formation de Saint-Germain-sur-Ille), les apports sableux réapparaissent, en conditions régressives probablement liées à l'abaissement du niveau marin lors d'une importante glaciation qui a affecté, en particulier, le Sahara. Des dépôts conglomératiques interprétés comme des matériaux abandonnés lors de la fonte d'icebergs sont connus à cette époque en Basse Normandie. Les grès de Saint-Germain-sur-Ille renferment cependant d'assez nombreuses traces d'activité organique (terriers et pistes).

Silurien

Les apports sableux deviennent épisodiques et leur accumulation alterne avec le dépôt de boues riches en matière organique (siltites noires et ampélites ; Formation de la Lande-Murée), avec leur faune de graptolites, petits organismes coloniaux, en disposition linéaire ou ramifiée. Toujours marin, le milieu est vraisemblablement un peu plus profond, une hausse générale du

niveau des mers étant admise et expliquée par la fonte des glaces ordoviciennes. Ensuite, la sédimentation reste fine mais devient moins réductrice.

Dévonien

La sédimentation arénacée reprend (Formation de Gahard ; Pridolien à Lochkovien inférieur). La région se trouve en situation de plate-forme littorale et la vie benthique est bien représentée : brachiopodes, bivalves, crinoïdes. Au Lochkovien supérieur (Formation de Saint-Cénére), la sédimentation calcaire apparaît, probablement en relation avec un climat chaud, la région se situant désormais dans les basses latitudes de l'hémisphère austral. La faune devient riche et variée : brachiopodes et groupes à tendances coloniales, constituant localement des récifs : stromatopores, polypiers, bryozoaires et crinoïdes. Le milieu devient moins homogène et moins stable avec différenciation de hauts-fonds, pouvant suivre des lignes de flexures et, dans le domaine sédimentaire, favoriser la formation de récifs. Au Praguien supérieur et à l'Emsien, les faciès calcaires sont moins individualisés et plus intimement associés à un apport détritique fin (Formation de Montguyon, du Buard et des Marollières).

L'absence de terrains d'âge Dévonien moyen et supérieur est généralement interprétée comme une conséquence de la phase orogénique bretonne, se traduisant par des plissements accompagnés de schistosité en Bretagne occidentale et probablement de profondes modifications du paysage jusqu'à l'Est du Massif armoricain ; la base du Carbonifère est transgressive sur des terrains d'âge Ordoviciens à Dévonien.

Carbonifère

A sa base, la Formation de l'Huisserie de faciès très variable, d'épaisseur très irrégulière et localement riche en intercalations volcaniques est le reflet d'une situation paléogéographique très instable. La géométrie, la répartition des faciès et des volcanismes acides et basiques inclinent à concevoir l'existence d'un fossé se comblant au cours du Tournaisien. Des dépôts charbonneux impliquent la proximité de rivages.

Au Viséen, le "bassin de Laval" devient une plate-forme carbonatée, différenciée en deux domaines : au Nord-Est d'une ligne Changé-Sablé, le milieu était peu profond et fortement soumis à l'action des vagues (faciès organoclastiques et oolithiques du Calcaire de Sablé). Au Sud-Ouest de cette ligne, la hauteur d'eau était vraisemblablement supérieure, favorisant le dépôt d'un calcaire plus homogène, à grain fin (Calcaire de Laval), mais avec quelques points hauts permettant le développement de biohermes à algues et bryozoaires (faciès waulsortien).

A la fin du Viséen, la plate-forme carbonatée s'envase et à la suite de nouveaux mouvements tectoniques (réouverture du bassin en contexte décrochant dextre, selon Houlgatte *et al.*, à paraître), le bassin de Laval sert de réceptacle à des détritiques fins (Schistes de Laval), localement grossiers (intercalations de conglomérats) et des débris végétaux (charbon). Le milieu devient lacustre, avec encore quelques influences marines à la base.

Evolution postérieure à la sédimentation paléozoïque

Une phase de plissement majeure met fin au dépôt des Schistes de Laval, entre le Namurien inférieur et le Stéphanien, entraînant probablement l'émersion de la région sous forme d'une chaîne de montagne. Aussitôt soumise aux agents de l'érosion cette chaîne sera peu à peu pénéplanée pour former le socle armoricain que nous connaissons aujourd'hui. Le plissement ayant donné aux sédiments briovériens et paléozoïques une certaine rigidité, ils vont répondre désormais par une fracturation aux contraintes tectoniques, en particulier au cours des phases tardives de l'orogénèse hercynienne.

Plus à l'Est, le bâti hercynien va s'effondrer progressivement pour former le bassin de Paris, accessible dès le Jurassique inférieur à la sédimentation épicontinentale marine. Pendant cette période la mer parisienne a recouvert le Bas-Maine au moins jusqu'à la vallée de la Vègre (feuille voisine de Loué) et a probablement atteint localement le territoire couvert par la feuille Meslay-du-Maine y déposant épisodiquement des sédiments insuffisamment épais pour être conservés. Au Crétacé, la grande transgression cénomaniennne a certainement atteint la région, des sédiments de cet âge étant conservés à Laval.

Au Tertiaire, en contre-coup des plissements pyrénéens et alpins, la fracturation, généralement subméridienne, du Massif armoricain entraîne la formation de petits fossés, parfois accessibles aux eaux marines. Aucun fossé tertiaire n'est connu sur la feuille, mais il n'est pas impossible que le bassin éocène de Laval corresponde à une zone légèrement effondrée. Enfin, la transgression pliocène, s'il elle n'a pas atteint avec certitude le domaine couvert par la feuille, a eu vraisemblablement un rôle dans l'établissement des réseaux hydrographiques préquaternaires, responsables possibles des dépôts sableux des plateaux.

A la fin du Néogène, un refroidissement de grande ampleur entraîna la formation des grandes glaciations plio-quaternaires sur l'Europe du Nord et les zones montagneuses. Au nombre d'une vingtaine, les périodes froides dites "glaciaires", séparées par des périodes tempérées "interglaciaires" ont eu une grande importance sur le paysage tel que nous le connaissons. La baisse du niveau des mers concomitante aux glaciations a favorisé le creusement des vallées. Les roches dures, subaffleurantes, ont été fragmentées par le gel. Leurs débris ont été répandus sur les versants au cours des nombreux dégels, mêlés aux loess et aux limons d'altération gorgés d'eau, fluant sur les pentes. Les vases du plateau continental émergé ont été transportés par le vent à l'état de poussières, puis déposées dans les zones de calme éolien, sous forme de loess. La période post-glaciaire (Holocène : les dix derniers millénaires) se singularise par une emprise de plus en plus forte de l'homme sur la nature. Le défrichage et la mise en culture ont favorisé l'érosion des sols limitée, à l'époque historique, par la plantation des haies. Le bilan de ces actions est un important colluvionnement en bas des versants, au fond des vallons et au dessus des haies. La suppression de ces dernières sur les versants favorise une reprise de l'érosion. Les altérations modérées de la période holocène ont eu un rôle important dans la genèse des meilleurs sols de culture.

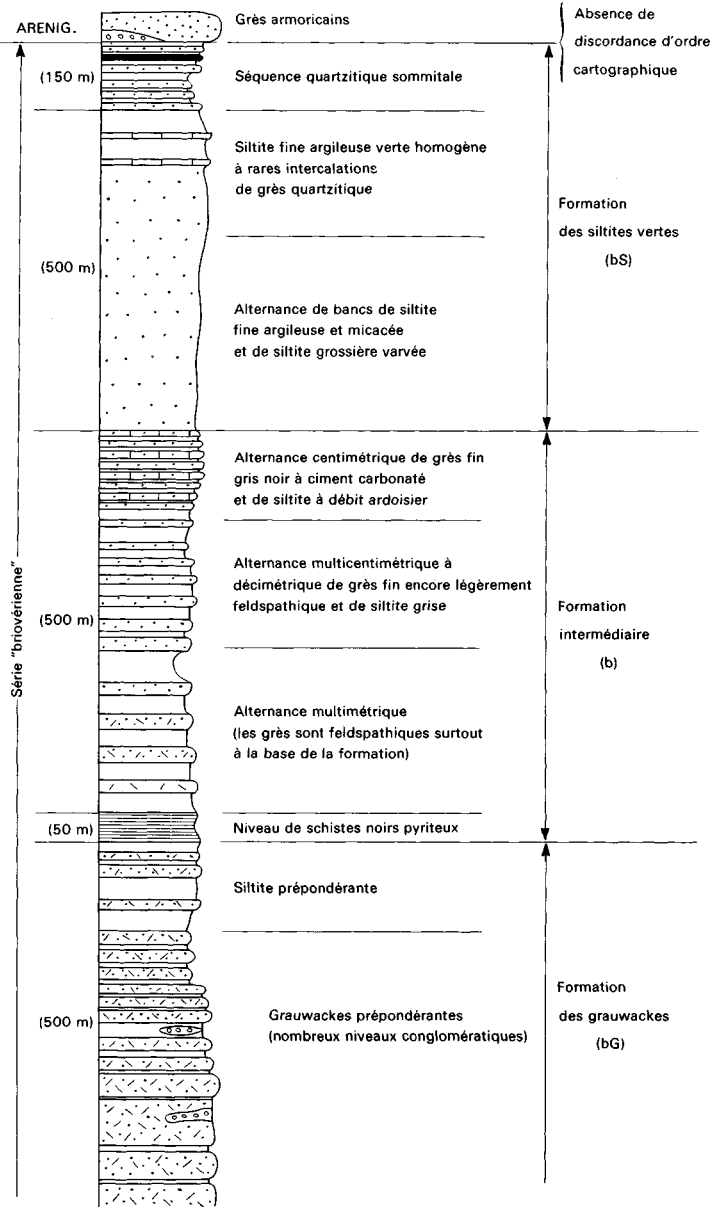


Fig. 1 - Colonne lithostratigraphique de la "série briovérienne" (d'après B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes in Brosse et al., 1987)

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS BRIOVÉRIENNES (Protérozoïque supérieur à Cambrien)

Matériaux les plus anciens affleurant dans la région, les terrains briovériens sont d'origine sédimentaire, mais ils sont quasiment dépourvus de fossiles. Ils sont constitués de plaquettes schisteuses grossières (siltites) grisâtres à verdâtres et de grès grisâtres à ciment phylliteux (grauwackes) avec des alternances de bancs fins et de bancs plus grossiers se succédant sur plusieurs centaines de mètres. Plissés, ces matériaux forment une partie essentielle du bâti armoricain, principalement en Bretagne centrale, dans le Maine et en Basse Normandie. Classiquement, ils sont définis par leur lithologie et leur position sous les séries paléozoïques datées, en particulier en Basse Normandie d'où le terme "Briovérien" est originaire (Briovera : nom latin de Saint-Lô, Manche). Dans cette région, ils sont localement surmontés par du Cambrien inférieur (F. Doré *et al.*, 1977) et ils sont recoupés par des granitoïdes rapportés à la fin de l'orogénèse cadomienne. Au Sud du synclinorium de Laval, ils ne sont directement recouverts que par des terrains d'âge Ordovicien. Leur âge est donc indéterminé entre le Précambrien supérieur et le Cambrien.

A la suite d'une étude d'ensemble des assises briovériennes de Bretagne centrale, du bocage normand et du Maine (J. Chantraine *et alii.*, 1982), B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes (*in* R. Brossé *et al.*, 1987) ont établi une succession lithologique type dans la région de Château-Gontier (fig. 1). Les trois formations définies par ces auteurs ont été retrouvées sur la feuille :

- Formation des grauwacke (bG), à la base, le terme grauwacke étant pris dans le sens de grès immature, à matrice phylliteuse abondante ;
- Formation intermédiaire (b), constituée par des alternances silto-grésocarbonatées ;
- Formation des siltites vertes (bS).

En l'absence de bons affleurements, nous emprunterons l'essentiel de nos descriptions au travail de B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes.

bG. Formation des grauwackes. C'est la formation la plus ancienne de la série briovérienne affleurant dans la région de Château-Gontier. Sa base n'est pas connue. Elle apparaît en surface, à la faveur de dômes anticlinaux à Saint-Sulpice, au Sud de Villiers-Charlemagne et au Sud-Est de Ruillé-Froids Fonds.

Elle est principalement constituée par une alternance de bancs de grauwacke, de 1 à 10 m d'épaisseur, séparés par des interlits de 0,10 à 1 m, de siltites vertes. Sur la feuille, aucune lentille conglomératique n'y a été observée et les siltites sont aussi fréquentes que les grauwackes ; localement elles sont prédominantes. Il est donc probable que seule la partie supérieure de la formation affleure.

Le meilleur affleurement se situe 1500m environ au Nord-Ouest de Saint-Sulpice, en rive droite de la Mayenne (fig. 2, feuille topographique à 1/50 000 Cossé-le-Vivien).

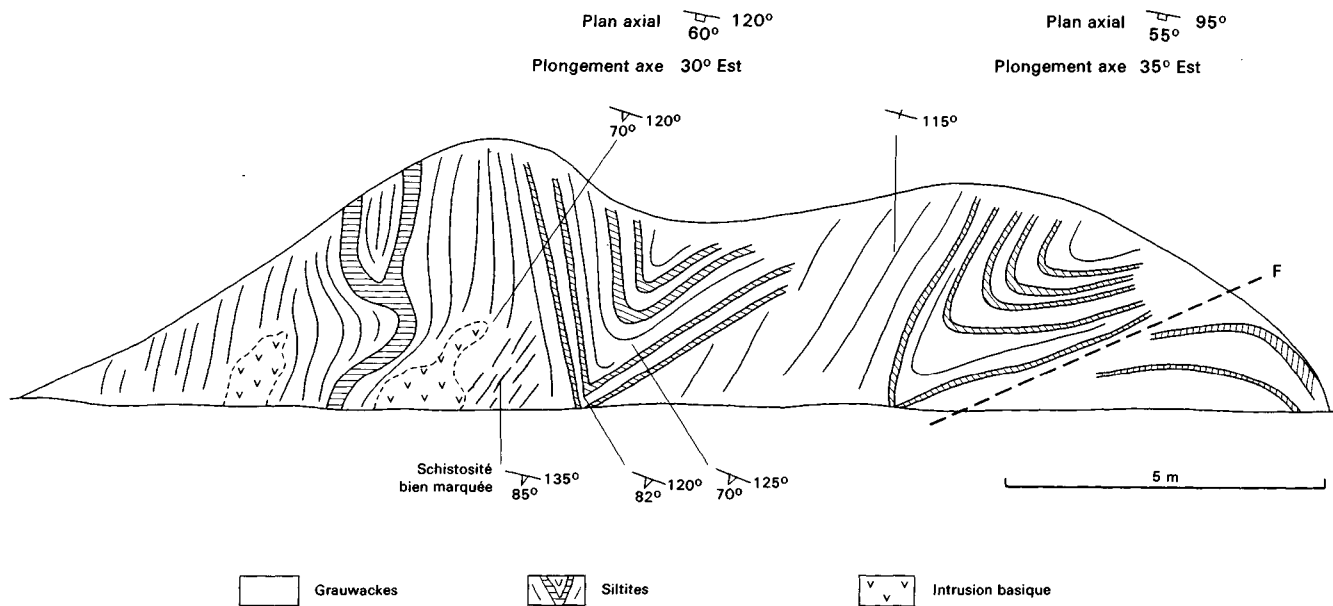


Fig. 2 - Coupe de la Formation des grauwackes (Briovérien)
près de Saint-Sulpice, en rive droite de la Mayenne (d'après C. Langevin)

b. Formation intermédiaire. Alternance de siltites et de grauwackes, avec quelques niveaux calcaires.

Cette formation est caractérisée par une alternance de grauwackes et de siltites grises à gris-verdâtre. Les grauwackes se présentent plus souvent en passées d'une épaisseur de l'ordre du centimètre qu' en bancs épais. Les siltites sont généralement prédominantes ; elles présentent parfois un débit ardoisier. Peu épais, les niveaux calcaires sont plutôt localisés au sommet de la formation.

La médiocrité des affleurements n'a pas permis de subdiviser la Formation intermédiaire comme sur la feuille voisine Château-Gontier.

bS. Formation des siltites vertes. Elle est essentiellement constituée de siltites, homogènes ou varvées, de teinte généralement verdâtre, plus rarement grise ; beige à l'altération, avec des intercalations épisodiques de grès quartzitiques ou de grauwackes. Selon B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes, les siltites varvées seraient plutôt localisées dans la moitié inférieure de la formation et les intercalations gréseuses dans la moitié supérieure. Ces dernières seraient plus nombreuses et plus épaisses vers le sommet de la formation. Celle-ci se terminerait par une séquence quartzitique avec alternances de siltites vertes et de grès fins très siliceux de faciès analogues au Grès armoricain (Arénigien) qu'ils annonceraient. Dans cette hypothèse, la formation des siltites vertes pourrait dater du Cambro-Ordovicien. Des grès blancs à rosâtres, quartzitiques, parfois à joints riches en paillettes de muscovite, affleurent en cailloutis cryoclastiques épars sur les points hauts situés entre Villiers-Charlemagne et le hameau des Léards, au Nord de Ruillé-Froids-Fonds, ainsi qu'à l'Est de cette dernière localité, depuis la Pinsonnière jusqu'à la Blanchardière. Dans la première édition du 1/80 000, ces grès blancs ont été figurés en Grès armoricain. Selon P.R. Giot (1946), aux environs du Tertre (domaine occupé par les réservoirs du Service des Alcools) les siltites peuvent présenter de petites cavités (nodules calcaires ou fossiles dissous ?)

Evolution sédimentologique au sein de la série briovérienne. Dans l'ensemble plus grossière dans sa partie inférieure, la série briovérienne évolue dans un sens séquentiel positif. En particulier les grès, très immatures, feldspathiques, à éléments lithiques et riches en matrice phylliteuse dans la Formation des grauwackes (wackes) deviennent plus fins, plus quartzeux et renferment des éléments moins anguleux et même arrondis dans les parties médianes et supérieures de la série.

Soulignons qu'aucun débris de phtanite n'a été observé dans le Briovérien de la feuille.

Age de la série briovérienne

● **Données biostratigraphiques.** Les formations du Briovérien de la région n'ont guère fourni que des pistes de vers de type Planolites (détermination F. Doré) et des formes sphériques de 5 à 15 µm de diamètre, analogues à celles qui ont été hypothétiquement rattachées au groupe des Cyanophycées (détermination J.J. Chauvel in Action concertée DGRST, 1980), en Europe, Chine et Russie, dans des terrains d'âge Protérozoïque supérieur (Vendien). Les pistes de vers sont plus abondantes qu'elles ne le sont habituellement dans les terrains d'âge Protérozoïque supérieur.

● *Arguments structuraux, sédimentologiques et lithostratigraphiques.* Dans le synclinal de Chenillé-Changé (feuille à 1/50 000 Château-Gontier, B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes (*in* Brossé *et al.*, 1987) ont souligné l'absence de discordance stratigraphique, à l'échelle cartographique, entre la formation quartzitique terminale du Briovérien et la Formation du grès armoricain, d'âge Arénigien, et leurs analogies lithologiques. En outre, d'un point de vue sédimentologique, les deux formations semblent se succéder en continuité selon une évolution logique. D'autre part ces mêmes auteurs ont pu mettre en corrélation lithostratigraphique la série briovérienne de Château-Gontier, très diversifiée en comparaison du Briovérien typique à lithologie monotone de Normandie et du Maine septentrional, avec les séries cambro-ordoviciennes de Vendée et de l'Albigeois. Il est donc possible que dans le Maine méridional, la série briovérienne, en position très marginale par rapport à l'orogène cadomien, monte, en continuité de sédimentation, dans le Paléozoïque, jusqu'au Trémadocien.

ROCHES PLUTONIQUES

(âge Briovérien à Carbonifère ; ordre non stratigraphique)

A l'exception du petit massif de microgranite sodique de Ruillé-Froids-Fonds, les roches plutoniques affleurant sur la feuille se présentent en petits filons, recoupant la stratification, ou en petits sills. Les formations briovériennes et siluriennes sont fréquemment lardées par ces sills et filons dont l'épaisseur peut être inférieure au mètre. Il est impossible de les représenter tous à l'échelle du 1/50 000ème et souvent les travaux de terrassement en découvrent de nouveaux. Au contraire, ils sont rares dans les autres formations paléozoïques (une seule occurrence connue dans les terrains ordoviciens et tournaisiens ; aucune dans les terrains dévoniens et viséens). Les roches basiques sont plus largement répandues que les roches acides. Ces dernières sont localisées dans la partie sud-ouest de la feuille, en particulier dans les formations briovériennes où elles cotoient fréquemment les roches basiques.

Age. Aucune datation radiométrique n'ayant été effectuée et les calages stratigraphiques étant peu précis, les âges des roches filoniennes de la feuille sont mal connus. Du Briovérien au Tournaisien, les diverses formations sont recoupées par des filons présentant le même éventail de faciès pétrographiques. D'un point de vue géochimique, les faciès basiques sont semblables aux dolérites de la partie bretonne de la Mancellia auxquelles Leutwein *et al.* ont attribué, par la méthode K/A un âge de 360 ± 10 M.A. D'autre part, G. Mary et J. Le Gall (1985), se fondant sur la parenté géochimique des divers dolérites et microgabbros de la région avec les spilites d'Argentré (feuille à 1/50 000 Evron), d'âge Carbonifère inférieur, proposent de les rattacher à l'épisode magmatique régional fini-dévonien à éo-carbonifère.

Roches basiques

εθ. **Dolérites et microgabbros indifférenciés, souvent quartziques.** Anciennement dénommées "diabases", ces roches sont assez denses, grises à gris-noir mouchetées de vert clair, à grain variable, fin à grossier, se débitant en fragments courts et épais de forme irrégulière à polyédrique. Altérées, elles prennent une teinte gris-beige verdâtre à points et taches rouilles, les faciès microgrenus libérant souvent de petits blocs en forme de boules. Elles comprennent :

- des faciès microgrenus, à texture intergranulaire à microlitique, parfois porphyroïdes ou amygdalaires ;
- des faciès grenus, parfois porphyroïdes, à texture doléritique intersertale.

Au microscope, on reconnaît dans toutes ces roches à peu près la même paragenèse minérale initiale, plus ou moins altérée par des phénomènes hydrothermaux ou météoriques. Au coeur des phénocristaux de plagioclases les moins altérés, le labrador est parfois identifiable. Le reste du minéral est largement remplacé par de l'épidote et de la séricite. Dans certains échantillons, on observe un développement secondaire d'albite, parfois en association diablastique avec le quartz qui, joint à l'abondance de chlorite et d'épidote révèle une altération à caractère hydrothermal. Le clinopyroxène, en cristaux trapus ou en amas de petits cristaux, est parfois conservé, mais il est plus souvent remplacé par une actinote ou une hornblende actinolique. Les chlorites sont généralement abondantes et elles se sont essentiellement formées aux dépens des minéraux ferromagnésiens primaires. Il est fréquent de rencontrer des biotites néoformées, probablement liées au métamorphisme régional qui atteint localement le stade de l'épizone. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont l'apatite et le sphène. Certains faciès amygdalaires présentent une texture fluidale. Les amygdales sont remplies de séricite, de quartz ou de calcite. Recristallisé, le fond de la roche est généralement riche en chlorite, souvent accompagnée d'épidote, et en oxydes de fer.

Une analyse chimique, a été effectuée dans un filon des environs de Vaiges, au Nord de la feuille (tabl. 1). Avec 3 autres échantillons, prélevés sur les feuilles à 1/50 000 Loué et Evron, selon G. Mary et J. Le Gall (1985), cette roche se trouve dans le champ des tholéites alcalines.

μθ. Diabase microlitique porphyrique de la Bénâtre. C'est une roche vert-sombre, assez altérée, riche en phénocristaux de feldspath aux reflets luisants, qui affleure sur la rive gauche de la Mayenne entre le moulin de la Bénâtre et la Bouffelière. La texture est microlitique porphyrique à tendance doléritique. Les phénocristaux sont un plagioclase de grande taille (jusqu'à 2 x 4 mm) dont la teneur en anorthite est difficile à évaluer, largement albitisé, et de l'augite, assez rare et parfois maclée. La mésostase est formée de microlites de feldspath, de chlorite verte, parfois en bouquets sphérolitiques, et de très nombreux granules de minéraux opaques. D'abord classée parmi les mélaphyres (D. et P. Oehlert, 1896) puis dans les basaltes (L. Vandernotte, 1913), cette roche est assez particulière et diffère des autres roches basiques recoupant en filons les formations briovériennes et siluriennes par sa texture et la présence d'augite.

Roches acides

Les filons et sills acides sont principalement constitués de microgranites, avec des termes de passage aux rhyolites. Ces roches sont généralement claires, beiges, verdâtres, rosâtres ou grises, d'aspect opalescent à la loupe. Souvent pauvres en phénocristaux, elles ont été parfois confondues avec des quartzites. Elles se débitent généralement en petits fragments courts et épais, de forme irrégulière à polyédrique. Elles n'ont été observées qu'au Sud d'Entrammes, au sein de toutes les formations ante-dévonniennes. Dans les formations briovériennes, les pointements sont nombreux, principalement le long d'une bande NW-SE, direction prédominante des filons, passant entre Saint-Sulpice et Villiers-Charlemagne. Celui du Château-de-la-Roche, en rive droite de la Mayenne, se situe à la limite Briovérien-Ordovicien. Dans les grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, des filons de faible puissance sont bien

apparents au Nord du Château-de-la-Roche et surtout dans les carrières de La Fosse où ils sont nettement sécants par rapports aux couches sédimentaires. Dans les schistes de la Formation du Val, le filon le plus important se suit sur environ 4 km ; d'orientation générale NW-SE, il est fréquemment décalé par des failles N 20°E à N 45°E.

$\mu\gamma$. **Microgranites sodi-potassiques, à mésostase souvent pegmatitique.** La majorité des filons acides représentés appartiennent à ce type pétrographique. La texture de la roche est microgrenue granophyrique, parfois porphyrique. La mésostase contient presque toujours des assemblages micropegmatitiques, avec des plages à texture graphique, où s'interpénètrent du quartz, des feldspaths potassiques et de l'albite. Souvent peu abondants les phénocristaux sont des feldspaths potassiques, parfois perthitiques, de l'albite ou de l'oligoclase, et du quartz à facture rhyolitique. Souvent chloritisée, la biotite est représentée de façon sporadique, les principaux minéraux ferromagnésiens étant la chlorite et l'épidote, généralement secondaires.

b2p. **Autobrèche rhyolitique sodi-potassique.** Un kilomètre environ au Sud-Ouest de Ruillé-Froids-Fonds, un filon de faciès semblable aux microgranites présente une texture autobréchique. Dans les éléments, des phénocristaux de quartz à golfes de corrosion sont abondants et entourés par une mésostase à tendance sphérolitique. Les "joints" de la brèche sont remplis d'amas phylliteux verdâtres (biotite chloritisée et chlorite).

p. **Pyroméride rhyolitique sodi-potassique.** A Saint-Sulpice et dans les carrières de la Fosse, au Nord-Ouest de Villiers-Charlemagne, affleurent des roches gris-beige à texture hyalosphérolitique. Les sphérolites, dont la taille peut atteindre et dépasser 1 cm, isolés ou jointifs, ont souvent une forme elliptique, et sont allongés selon une même direction (fluidalité probable). Ils sont constitués d'agrégats fibroradiés de feldspath potassique, avec ou sans noyau de plagioclase acide, entourés par une auréole riche en quartz. La mésostase est formée de quartz, feldspath potassique, albite et renferme d'autant plus de séricite et de chlorite que la roche est plus altérée.

$\mu\gamma^{\text{Na}}$. **Microgranite sodique (trondjémite).** Deux kilomètres environ au Nord-Est de Ruillé-Froids-Fonds, un microgranite sodique forme un petit massif et quelques filons. La roche est grise à beige. Dans l'ancienne carrière située près du moulin à vent, le faciès prédominant, porphyrique et vacuolaire, est quasiment dépourvu de feldspath potassique. Le plagioclase, albite-oligoclase, est en phénocristaux automorphes, isolés ou en assemblages glomérophyriques. Les quartz sont assez nombreux, plus ou moins globuleux et corrodés. Sur leur bordure, ils passent en continuité à une couronne réactionnelle quartzo-feldspathique. Des amas constitués de chlorite, muscovite et sphère remplacent les minéraux ferromagnésiens primaires. La mésostase comprend principalement de la séricite secondaire avec des taches à quartz et plagioclases et de la chlorite dans les fractures. En outre, la roche renferme de beaux cristaux automorphes de zircon et de l'apatite. La roche a subi une nette action hydrothermale.

TABLEAU 1 - COMPOSITIONS CHIMIQUES DE ROCHES FILONIENNES ET VOLCANIQUES

	Dolérite et diabase		Laves basaltiques		Ignimbrites						Rhyolites ignimbritiques	
	AC1	AC2	AC3	AC4	AC5	AC6	AC7	AC8	AC9	AC10	AC11	AC12
SiO ₂	47,49	48,25	45,59	52,38	75,48	77,46	75,20	77,10	75,10	74,50	78,00	77,00
Al ₂ O ₃	12,60	18,90	19,80	17,30	10,93	10,50	13,49	13,01	14,02	13,90	12,01	12,46
Fe ₂ O ₃	9,79	10,45	11,59	11,51	2,08	2,71	1,09	0,87	0,89	1,57	1,82	1,48
MnO	0,12	0,12	0,23	0,22	-	-	0,05	-	-	0,07	0,05	0,05
MgO	5,41	4,65	6,24	3,98	0,01	0,01	0,10	0,10	0,15	0,30	0,10	0,10
CaO	7,74	7,86	3,11	1,67	1,04	1,19	0,13	0,15	0,03	0,04	0,10	0,23
Na ₂ O	2,39	3,10	3,90	1,09	3,38	0,17	2,35	3,75	2,36	2,69	4,01	3,14
K ₂ O	1,02	0,88	1,01	2,69	4,81	4,91	5,42	4,29	6,25	6,06	3,42	4,53
TiO ₂	1,82	2,46	3,45	3,35	0,11	0,06	0,21	0,20	0,22	0,24	0,14	0,16
P ₂ O ₅	0,26	0,28	0,76	0,16	0,03	-	0,10	-	-	-	-	-
P.F.	10,05	3,32	4,67	4,08	1,66	2,32	1,26	0,48	1,24	0,87	0,63	0,68
Total	98,69	100,27	100,35	98,43	99,53	99,33	99,40	99,95	100,26	100,24	100,28	99,83

AC1 Dolérite, Vaiges (J. Le Gall et G. Mary, 1983)
 AC2 Diabase microlitique porphyrique, Benâtre (J. Plaine, 1976)
 AC3, AC4 Laves à débit en pillow du moulin du Pin, massif de Beaumont - Pied-de-Boeuf
 AC5, AC6 Ignimbrites, Entrammes (C. Boyer, 1974)
 AC7, AC8, AC9, AC10 Ignimbrites, Entrammes (J. Plaine, 1976)
 AC11, AC12 Rhyolites ignimbritiques, Entrammes (J. Plaine, 1976)

μη. **Microtonalite ou trondjémite épidotisée.** Cette roche, à grain fin et de teinte gris olivâtre assez foncé, affleure à 2,5 km au Sud-Ouest de Villiers-Charlemagne. Sa texture est microgrenue, intergranulaire à intersertale. Le plagioclase et le quartz sont prédominants dans la paragenèse primaire. L'épidote, envahissante, s'est principalement développée entre les microlattes de plagioclase et s'est amassée en nids dans les fractures. La chlorite et la biotite néoformée sont accessoires. Enfin, du feldspath potassique s'est développé tardivement, en plages diffuses, à partir des joints et microfissures.

FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Cambrien

Si l'existence de formations d'âge Cambrien dans la série briovérienne bordant au Sud le synclinorium de Laval est hypothétique (B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes *in* R. Brossé *et al.*, 1987), des assises cambriennes forment le massif de la Charnie au Nord-Est de cette structure. Sur la feuille, seule l'assise terminale de la puissante série cambrienne de la Charnie (3 500m), à caractères molassiques (F. Doré, 1969) est représentée : les Grès de Blandouët, la localité éponyme se situant sur la feuille Loué, à 2,5 km de la limite orientale de la carte. Le bassin cambrien Charnie-Coëvrons était un fossé ou un golfe marin fortement subsident, ouvert sur le bassin de Paris et fermé au Sud-Ouest, sous le synclinorium de Laval (F. Doré, 1969) ou passant dans cette direction à une autre province sédimentaire.

k6-01. **Cambrien supérieur-Trémadocien: Schistes et grès de Blandouët :** siltites et arénites chloriteuses, grès ferrugineux. Les Schistes et grès de Blandouët affleurent dans le bois de la Forge, dans l'angle NE de la feuille, en particulier à proximité de la Forge de Moncor. Le faciès prédominant est un grès fin, ferrugineux, de teinte sombre, rougeâtre, lie de vin à violacée, en bancs de faible puissance, avec des intercalations de siltites et de grès vert sombre en lits d'épaisseur centimétrique à décimétrique. A l'altération, ces grès donnent une formation superficielle limono-sableuse rougeâtre très caractéristique. Les Schistes et grès de Blandouët peuvent être observés dans d'ancien puits et rainurages situés en rive droite de l'Erve, face à l'ancienne forge de Moncor. Les rainurages découvrent, dans la partie supérieure de la formation, 3 niveaux de grès ferrugineux, épais de 4 m environ, distants de 4 à 6 m et séparés par des siltites et grès verdâtres. Une lame taillée dans le niveau le plus bas montre un microfaciès de grès immature, constitué de quartz anguleux, prédominant, de feldspath altéré en séricite, de nombreux minéraux opaques et minuscules débris lithiques. Ces derniers sont essentiellement des roches volcaniques, à texture felsitique, très riches en feldspaths et des microgranites altérés, riches en séricite. Dans une intercalation de siltite, le ciment est abondant, phylliteux avec muscovite détritique et un peu de chlorite.

Les grès ravinent fréquemment les siltites et présentent un litage oblique. Ils conservent les traces de pistes de vers, de leurs terriers, perpendiculaires au litage et des empreintes de Lingulidés, localement abondants, en particulier à la partie inférieure de la formation où ils forment un membre reconnaissable par sa richesse en Lingulidés allongés (Grès à Obolidæ). Visibles dans les premiers affleurements en bordure de route à l'Ouest du pont sur l'Erve, face à la forge de Moncor, ces grès sont micacés, bioturbés et ils forment les couches de passage aux Psammites de Sillé, sous jacentes, mais n'affleurant pas. Les

Schistes et grès de Blandouët sont également riches en lingules dans leur partie supérieure où par leur ichnofaciès et leur teneur en rutile, ils annoncent le Grès armoricain (F. Doré, 1969).

Mal connue, l'épaisseur des Schistes et grès de Blandouët est probablement de l'ordre de 100 à plusieurs centaines de mètres.

Age. En l'absence de fossiles de zone, l'âge des Schistes et Grès de Blandouët n'est pas connu avec précision. L'existence d'une lacune entre les formations cambriennes du Maine et le Grès armoricain, d'âge Arénigien est généralement admise et, vers l'Ouest, cette dernière formation tronque nettement la série cambrienne du massif de la Charnie (feuille à 1/50 000 Evron). Sur la feuille, le contact entre ces grès et les Schistes et grès de Blandouët n'a pu être observé et s'il existe une lacune, elle est vraisemblablement peu importante. La fourchette d'âge actuellement admise pour les Schistes et grès de Blandouët est Cambrien supérieur à Trémadocien.

Ordovicien

Peut-être incomplète à la base (Trémadocien non caractérisé), la série ordovicienne du synclinorium de Laval correspond à un cycle sédimentaire et comprend trois formations :

- la Formation des Grès armoricain, d'âge Arénigien inférieur à moyen,
- la Formation d'Andouillé, d'âge Arénigien moyen à Caradocien,
- la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, d'âge Caradocien-Ashgillien.

02a. Arénigien inférieur à moyen : Formation du grès armoricain. Arénites indurées blanches à stratification oblique. Reconnaisables par sa teinte claire, sa grande dureté et sa stratification souvent oblique, le Grès armoricain affleure dans la cluse de l'Erve, au Nord-Est de la feuille, de manière très discontinue. Deux anciennes carrières, situées de part et d'autre de l'Erve, 200 m environ au Sud de la forge de Moncor, sont ouvertes dans des grès massifs quartziteux, en bancs épais découpés par des diaclases assez espacées et orthogonales. Plus à l'Ouest, dans le bois de la Forge, le Grès armoricain forme une arête rocheuse, large de 0,5 à 3 m, et apparaît en blocs métriques épars. A l'altération, il donne une formation superficielle sableuse jaune beige, un peu limoneuse et argileuse, parsemée de cailloux et blocs de grès. La coupe de référence la plus proche se situe une trentaine de kilomètres plus au Nord-Ouest : la carrière de Camp Français à Saint-Jean-sur-Mayenne (F. Paris, 1981). Dans cette coupe, les grès en bancs massifs de 1 à 5 m d'épaisseur présentent des intercalations et interlits de siltites, psammites et schistes noirs. Il est probable que de telles intercalations existent dans le bois de la Forge et sont masquées par les altérites et les formations de solifluxion. Un peu plus à l'Est (feuille à 1/50 000 Loué ; C. Clément *et al.*, 1986) des niveaux riches en intercalations de siltites ont été exploités comme minerai de fer, mais la subdivision de la formation en 2 membres gréseux, séparés par un membre médian constitué par une alternance de grès et de siltites, ne serait plus possible sur le flanc nord du synclinorium de Laval (H. Lardeux *et alii*, 1977 ; J. Durand, 1985). A l'Est de l'Erve une bande de grès sans intercalations de siltites a été figurée. Sur la rive gauche de la rivière, la base de la formation est masquée par des résidus de taille ; des blocs de grès à lentilles conglomératiques, constituées principalement de graviers de quartz, pourraient représenter le faciès de base du Grès armoricain. les premiers bancs de grès apparents ont la même direction que les Schistes et grès de Blandouët. La limite supérieure de la

formation n'affleure pas, mais a été placée sur la carte avec une précision suffisante entre les derniers éboulis de grès vers le Sud et les premières fouilles pour ardoises creusées dans les Schistes d'Andouillé.

Le Grès armoricain étant tronqué et redoublé par des failles directionnelles, son épaisseur est difficile à évaluer ; elle serait peu importante (une centaine de mètres au maximum).

Sur la bordure méridionale du bassin de Laval, à proximité de Villiers-Charlemagne et de Ruillé-Froids-Fonds, des grès fins, quartziteux, blancs à rosâtres, affleurant en cailloutis-cryoclastiques, ont été jadis rapportés au Grès armoricain (feuille à 1/80 000 La Flèche et Château-Gontier). Cette interprétation n'a pas été conservée, la partie supérieure de la série briovérienne de Château Gontier pouvant renfermer des intercalations de grès de ce type. Toutefois, dans l'hypothèse d'un âge Cambrien pour la partie supérieure de cette série, ces grès pourraient être des témoins d'une manifestation précoce de la sédimentation sableuse qui dominera à l'Arénigien dans la province armoricaine.

Paléoenvironnement et caractères sédimentologiques. Le Grès armoricain est remarquable par la constance de ses diverses associations faciologiques, à l'échelle du Massif armoricain. Celles-ci ont été étudiées par J. Durand (1985) et caractérisées par leur lithologie, leur principaux types de stratification et leur ichnoscène (ensemble des traces laissées par l'activité biologique). Cette analyse lui a permis de replacer les divers faciès du Grès armoricain dans deux types de paléomilieus. Les faciès les plus fréquents se sont formés dans un paléomilieu côtier, sur une plate-forme littorale soumise à l'action des marées.

Age. En l'absence de récoltes paléontologiques, l'âge du Grès armoricain n'a pu être précisé sur la feuille, mais a été attribué à l'Arénigien, en tenant compte des récoltes paléontologiques faites dans la carrière de Camp Français à Saint-Jean-sur-Mayenne. Des intercalations silteuses dans les grès y ont livré les formes A et B du Chitinozoaire *Eremochitina baculata brevis*. Ils renferment également des Acritarches, généralement mal conservés, et, en macrofaune, des Lingules (ancien nom de la formation : Grès à *Lingula lesueuri*, cette espèce étant actuellement rattachée au genre *Ectenoglossa*).

02b-5a. **Arénigien moyen-Caradocien, Formation d'Andouillé : Arénites, siltites et grès feldspathiques.** Dans le synclinorium de Laval, la Formation d'Andouillé représente le terme médian, pélitique, de la série ordovicienne, plus largement connu sous le nom de Schistes à calymènes (Schistes ardoisiers à *Calymene tristani*). Elle est constituée de pélites noires, se débitant en petites plaquettes de quelques millimètres d'épaisseur, présentant des niveaux à oolithes chloriteuses dont la puissance dépasse rarement le mètre, et localement, de minces intercalations gréseuses grises. La localité type se situe sur la feuille à 1/50 000 Laval, à une dizaine de kilomètres de l'angle nord-ouest de la feuille. La Formation d'Andouillé affleure au Nord-Est de la feuille, en bordure du bois de la Forge et en limite ouest de la carte, en rive droite de la Mayenne.

Au bois de la Forge, la Formation d'Andouillé est visible dans d'anciennes fouilles effectuées pour la recherche d'ardoises et de minerai de fer. Sa base est formée de siltites fines à débit ardoisier, assez homogènes et comprend un niveau très mince à oolithes chloriteuses. Sa partie médiane est constituée de siltites présentant un niveau à oolithes chloriteuses assez continu et figuré sur

la carte, encadrées par des siltites hétérogènes à lentilles de grès fin. Sa partie sommitale est marquée par la présence de nodules et de lits de grès fin à limites floues entourés de lits phylliteux ; une augmentation de la dureté des bancs et l'estompement du clivage ardoisier assurent la transition avec les grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Elle peut encore renfermer des niveaux chloriteux comme celui qui a été observé par J.P. Clément *et al.* (1986) aux Bignons à la limite orientale de la feuille. L'épaisseur de la formation n'est pas connue avec précision ; pour la bordure septentrionale du synclinorium de Laval, C. Babin *et al.* (1976 a et b) l'évaluent à 200 m, en moyenne.

Au Sud-Ouest de la feuille, à proximité de la Mayenne, la Formation d'Andouillé constitue la base de la série sédimentaire paléozoïque. Elle ne peut être observée que sur de mauvais affleurements dans le parc du château de la Roche, en rive droite de la Mayenne et au Sud des carrières de la Fosse en rive gauche. Elle est essentiellement constituée de siltites bleu-noir, parfois gréseuses, à schistosité bien développée (schistes ardoisiers). Les intercalations à oolithes chloriteuses, connues sur la feuille voisine de Cossé-le-Vivien (J. Plaine, 1976) n'ont pas été observées dans ce secteur. Plus à l'Est, aux environs de Villiers-Charlemagne, la Formation d'Andouillé n'a pas été reconnue, probablement en raison de sa faible puissance (10 à 20 m ?) et de l'absence d'affleurements. Près de la Mayenne, son épaisseur peut être évaluée à 50 mètres. Les relations structurales de la Formation d'Andouillé avec les formations briovériennes ne sont pas clairement établies.

Microfaciès et caractères sédimentologiques. Au microscope, les siltites sont constituées de quartz détritiques anguleux dont la taille est généralement comprise entre 50 et 100 μm , de feldspaths altérés en séricite et de muscovite détritique en grandes lamelles (80 à 200 μm), entourés par une matrice quartzo-séricito-chloriteuse plus ou moins abondante. Elle ne présente généralement pas de granoclassement, le litage étant marqué de façon fruste par l'orientation des éléments les plus grands. Les oolithes présentent une fine structure concentrique, très régulière. Certaines ont un nucleus constitué de quartz détritique, de silice cryptocristalline, de chlorite très claire ou plus rarement par des éléments lithiques. Elles peuvent être jointives, moulées les unes sur les autres et aplaties, en relation avec une ébauche de clivage schisteux. Leur matrice est principalement constituée de chlorite et de sidérite. Fréquemment oolithes et matrice sont partiellement silicifiées.

Dans un environnement de plate-forme marine littorale distale, les siltites correspondent à un dépôt de décantation en milieu tranquille et en conditions faiblement subsidentes. Renfermant localement des concrétions phosphatées, les niveaux à oolithes chloriteuses se sont vraisemblablement formés pendant des arrêts de sédimentation. Ils ravinent souvent les siltites sous-jacentes.

Age. Aucune faune n'a été recueillie sur la feuille. Cependant des gisements situés à proximité ont fourni des graptolites, des trilobites et des chitinozoaires qui datent la formation avec une bonne précision. Sur le flanc nord du synclinorium de Laval, dans la carrière de Camp-Français à Saint-Jean-sur-Mayenne, F. Paris (1981) a caractérisé la biozone de chitinozoaires à *Cyathochitina protocolix* qui recouvre la limite Arénigien-Llanvirnien dès la partie inférieure de la formation. Dans le même secteur, à Montfleurs, J.J. Chauvel *et al.* (1970) ont récolté un pygidium de *Neseuretus tristani*, à 6 m de la base de la formation. Plus haut, dans la partie médiane de celle-ci, ils ont découvert des acritarches indiquant encore un âge Arénigien. Dans la moitié supérieure de la formation, J.L. Henry (1980) a identifié les zones de Trilobites à *Coplaco-*

paria tournemini, à *Coplocoparia borni* et tout à fait au sommet, celle à *Marro-lithus bureaui*. A La Touche en Andouillé, dans ce dernier niveau, F. Paris (1981) a reconnu des chitinozoaires identifiant la biozone à *Lagenochitina deunffi* qui se place à la limite Llandeilien-Caradocien. 9 km à l'Est de la bordure orientale de la feuille, au bois du Creux, près de Saint-Denis-d'Orques, J.L. Henry (1980) a identifié des trilobites du Llanvirnien et du Llandeilien, en particulier *Placoparia (Placoparia) cambriensis* et *C. tournemini* dans un niveau à oolithes chloriteuses, correspondant vraisemblablement à une zone de condensation. En outre, la Formation d'Andouillé a fourni des brachiopodes (M. Mélou, 1981), des ostracodes (J. Vannier, 1986) et des bivalves (C. Babin 1965).

05b-6a. **Caradocien-Ashgillien, Formation de Saint-Germain-sur-Ille : grès blanc verdâtre et gris sombre, grès micacés passant latéralement à des grès psammitiques.** Définie plus à l'Ouest dans le synclinorium de Menez-Belair (Nord de Rennes, feuille à 1/50 000 Combourg), cette unité regroupe les "Grès à *Calymenella Bayani*" et les "Schistes à *Trinucleus*" des feuilles à 1/80 000 Laval et Château-Gontier. La formation de Saint-Germain-sur-Ille est essentiellement constituée de grès (arénites quartzeuses et wackes quartzeuses), alternant avec de minces niveaux silteux. Son épaisseur est voisine de 200 mètres. Elle s'est déposée dans un milieu de plate-forme marine littorale, lors d'une phase régressive.

Sur le bord méridional du synclinorium de Laval, la formation est partiellement masquée par des formations carbonifères, transgressives. Elle est néanmoins bien exposée dans la vallée de la Mayenne, sous le Château-de-la-Roche, dans les carrières de la Fosse où elle est exploitée ; plus à l'Est, elle affleure au Sud-Ouest du Bourgeau dans de petites excavations partiellement comblées et au long de la route menant de Villiers-Charlemagne à Meslay-du-Maine. Il s'agit d'un ensemble à dominante gréseuse assez puissant (200 m environ) que l'on peut diviser en trois parties :

- **une partie basale** constituée de bancs épais et massifs qui admettent quelques passées de siltites ampéliteuses. Le faciès le plus communément représenté comprend des grès clairs, blanchâtres à verdâtres, plus ou moins micacés, en bancs métriques. Du point de vue pétrographique ces grès correspondent soit à des arénites quartzeuses, soit à des wackes quartzeuses. Les arénites quartzeuses sont constituées essentiellement de grains de quartz détritiques de taille voisine de 100 μm (90 à 95 % du volume de la roche) accompagnés par de la muscovite détritique et des minéraux accessoires. Dans les wackes quartzeuses, les quartz (90 % du volume de la roche) sont plus fins, avec une taille moyenne de 80 μm et voisinent avec quelques grains de plagioclases ; la matrice est essentiellement chloriteuse ;

- **une partie médiane** formée de bancs gréseux peu épais, à interlits silteux plus ou moins développés. Les figures sédimentaires y sont fréquentes, en particulier dans la carrière de la Fosse : stratifications obliques ou entrecroisées, figures de courant (flute casts), rides d'oscillations, figures de déformation (load casts), etc. Ces éléments conduisent à interpréter ces assises comme des dépôts en milieu marin littoral étendant les observations faites dans la région type. Parmi les grès, les variations de texture permettent de distinguer :

- des arénites quartzeuses micacées dans lesquelles les grains de quartz (taille moyenne 100 μm) comptent pour 75 % des grains, la muscovite 20 % environ et le plagioclase 1 à 2 %, tandis que la matrice sériciteuse ou séricito-chloriteuse occupe jusqu'à 20 % du volume de la roche,

— des wackes quartzzeuses dont 20 à 80 % des grains sont constitués de grains de quartz (taille de 50 à 100 μm), selon les lamines, 20 à 60 % de muscovite et jusqu'à 10 % de plagioclase, tandis que la matrice sérécito-chloriteuse est toujours abondante ; comme les grès, les siltites comprennent de nombreuses lamines et ont une teinte généralement sombre, avec pour minéraux essentiels du quartz, de la muscovite et des minéraux accessoires (zircon, tourmaline, épidote...) qui peuvent constituer de véritables films de vannage ;

● *une partie supérieure* plus hétérogène et plus difficile à étudier sur le terrain. Il s'agit d'une masse peu épaisse (une trentaine de mètres) de siltites grossières et de grès fins à débit psammitique. Les quelques affleurements recensés se situent au Nord de la Fosse, dans le chemin remontant sur Villeneuve.

Ces trois ensembles lithologiques se retrouvent sur le côté nord du synclinorium de Laval et affleurent sur les talus bordant la route de Saint-Léger à Chammes.

Age de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Comme la formation sous-jacente, les Grès de Saint-Germain-sur-Ille offrent peu de gisements fossilifères, malgré leur richesse en traces d'activité organique (terriers, pistes,...). Le seul gisement connu sur la feuille se situe dans les carrières de La Fosse à Villiers-Charlemagne où des lentilles argilo-sableuses ont livré une faune de trilobites (*Onnia grenieri*), de brachiopodes (Orthidés) et de gastéropodes indéterminables. La présence d'*Onnia grenieri* permet de proposer un âge Caradocien supérieur pour la partie médiane de la formation. Dans la localité éponyme, D. Skevington et F. Paris (1975) ont déterminé des graptolites se rapportant à la zone à *Dicellograptus complanatus* et peut être à la partie supérieure de la zone à *Dicellograptus complanatus*, faune d'âge Ashgillien. Le Caradocien pourrait y être représenté par une association de chitinozoaires, pauvre en espèces (F. Paris, 1981). La Formation de Saint-Germain-sur-Ille a donc été attribuée au Caradocien supérieur et à l'Ashgillien. Notons cependant que sur la feuille voisine de Château-Gontier, E. Houlgatte *in* R. Brossé *et al.* (1987), rapporte la partie supérieure de la formation, (appelée dans cette région Formation de l'Eulardière) au Caradoc inférieur à moyen, d'après la microfaune de chitinozoaires.

Silurien

Les terrains siluriens, principalement schisteux, n'ont pu être subdivisés sur la bordure méridionale du synclinorium de Laval où ils ont été groupés sous la notation s1-4. Sur la bordure nord, les deux formations distinguées par F. Paris (1977) dans le Synclinorium du Menez-Belair ont été retrouvées : la Formation de la Lande-Murée et la Formation du Val. Au Nord-Est comme au Sud-Ouest, la puissance des assises du Silurien n'excède pas 300m. Les formations siluriennes, en particulier les faciès silto-argileux (Formation du Val), sont pénétrés par de nombreux sills et dykes de dolérites et microgabbros ($\Sigma\theta$).

S1-3. Llandoverien. Formation de la Lande-Murée : quartzites, ampélites siliceuses, siltites et grès. La Formation de la Lande-Murée a été définie par F. Paris à Vieux-Vy-sur-Couesnon, Ille-et-Vilaine (Feuille à 1/50 000 Combourg). Elle est subdivisée en trois membres :

- un membre inférieur constitué de 10 m de grès mal stratifiés avec quelques lits d'ampélites (cf. Grès culminants de la littérature) ;
- un membre moyen formé d'ampélites feuilletées ;
- un membre supérieur comprenant quelques bancs gréseux, à la base, des siltites ampélitiques, des ampélites vraies et des sphéroïdes renfermant des bivalves et des graptolites.

Les deux membres inférieurs ont été clairement identifiés sur la feuille. Le membre supérieur a été reconnu à proximité : sur le 1/50 000 Loué, à La Cogeaissière, 1,5 km à l'Est de Saint-Jean-sur-Erve ; au Nord-Ouest, sur le 1/50 000 Evron, dans les tranchées de l'autoroute, aujourd'hui engazonnées.

Le membre inférieur affleurerait à la Foucaudière, 2,5 km au Nord-Ouest de Saint-Jean-sur-Erve, dans les talus de l'autoroute sous forme de grès quartzitiques gris foncé, épais de 10 mètres. Ces grès étaient surmontés par 30 m d'ampélites à Monograptidés, abondants dans les 3 mètres inférieurs (*Pristiograptus* type *dubius*), d'âge Wenlockien. Par leur faciès, les grès surincombants peuvent être rapportés à la Formation du Val, la lacune du membre supérieur à sphéroïdes étant probablement d'origine tectonique.

Dans la partie occidentale de la feuille, sur le flanc sud du synclinorium de Laval, la Formation de la Lande-Murée n'a pas été identifiée. Il est possible qu'elle soit masquée par les formations carbonifères, transgressives, ou qu'elle puisse être confondue avec des faciès gréseux de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, les conditions d'affleurement étant très médiocres

Age. Sur la feuille, ont été identifiés par des graptolites, le Llandovérien supérieur (*Monograptus turriculatus*) et, dans le membre moyen, le Wenlockien (coupes de l'autoroute). Dans la localité type, la formation s'étendrait du Llandovérien au Ludlowien (F. Paris, 1977), mais n'a livré que des graptolites du Llandovérien supérieur (sommet de la zone à *Monograptus turriculatus*). Les zones à *Monograptus dubius* et *Monoclimacis griestoniensis*, plus élevées dans le Llandovérien ont été également reconnues dans le synclinorium du Menez-Belair (F. Paris *et al.*, 1980).

S3-4. Ludlowien supérieur à Pridolien. Formation du Val : Siltites argilomiacées, quartzites-arénites et quartzites à enduits ferrugineux fréquents. Constituée essentiellement de schistes noirs renfermant des intercalations de minces bancs de grès à grain fin, la Formation du Val affleure selon une large bande au Nord-Est de la feuille. A l'Ouest, on peut lui rapporter la majeure partie des terrains siluriens. Elle a été définie au hameau du Val, à Vieux-Vy-sur-Couesnon (Ille-et-Vilaine), sur la feuille à 1/50 000 Combours (F. Paris, 1977).

Au Nord-Est, la Formation du Val donne une morphologie à relief peu accusé, les niveaux riches en intercalations gréseuses ou en siltites compactes arment les collines ; les successions à prédominance de siltites peu résistantes et altérées en surface forment de larges dépressions. La Formation du Val a pu être observée dans les déblais de l'autoroute, mais le meilleur affleurement se situe dans le bourg de Saint-Jean-sur-Erve, en rive droite. A la base, elle est presque partout limitée par une zone de faille qui la tronque plus ou moins.

Sur les coupes de l'autoroute, 4 types de séquences ont pu être distinguées :

- des séquences à microrhythmes de siltites blancs et noirs, en lamines millimétriques, sur une épaisseur voisine du décimètre, alternant avec des bancs de cherts ferrugineux, de puissance décimétrique ;
- des successions de siltites argileuses, en couches d'épaisseur régulière, alternant avec des cherts et grès fins indurés noirs pouvant passer progressivement aux types 3 et 4 ;
- des siltites argileuses grises et noires sans bancs de cherts et de grès fins ;
- des alternances, en faisceaux, de bancs de grès indurés à lamines obliques ravinant des interlits de siltites plus ou moins ampélitiques et riches en muscovite détritique.

L'agencement de ces divers types de séquences est mal connu, la formation étant intensément plissotée en plis métriques et très fracturée. Ces déformations ne permettent pas de connaître l'épaisseur de la formation avec précision, elle serait de l'ordre de 200 à 300 mètres.

A Saint-Pierre-sur-Erve, la partie supérieure de la formation (M.A. d'Erceville (1979) est principalement constituée par une alternance plus ou moins régulière de quartz-arénites-quartz-wackes et de siltites mica-cées. Les intercalations gréseuses sont très fines à l'exception d'une succession de bancs de grès sur 5 m d'épaisseur, à 35 m du sommet de la formation. La partie inférieure de la coupe a livré des Crinoïdes (*Scyphocrinites*), des Trilobites (*Acastella* et *Homalonotidae*), des Brachiopodes, des Polypiers et des Bryozoaires. Le retour à la prédominance des faciès gréseux marque la limite supérieure de la formation.

A l'Ouest de la feuille, les terrains siluriens indifférenciés présentent, dans l'ensemble, des faciès identiques à ceux de la Formation du Val. Ils affleurent très largement au Sud-Ouest de Maisoncelles -du-Maine, en particulier le long de la vallée de l'Ouette, des ruisseaux du Chenay et des Bigottières. La base de ces faciès schisteux n'est pas connue, tandis qu'au sommet de la formation, les bancs gréseux deviennent de plus en plus nombreux et présentent des figures de bioturbation caractéristiques, avant de passer progressivement à la Formation de Gahard surincombante (Briassé). La disposition des couches est fréquemment perturbée par les très nombreuses intrusions basiques qui les traversent, aux contacts desquelles s'est développé un léger thermométamorphisme (présence d'adinoles). Les principaux lithofaciès observés sont des siltites homogènes, des siltites à lamines, des siltites à nodules, des grès massifs quartzitiques et des grès tendres.

Les siltites homogènes présentent à l'affleurement des teintes bleutées, verdâtres ou légèrement violacées si elles sont nettement altérées, tandis qu'en profondeur elles sont noirâtres. Leur litage est plus ou moins estompé par la schistosité. Leur composition minéralogique est assez constante : quartz (90 % du volume total des grains), arrondis à subanguleux, muscovite détritique (5 %), parfois de grande taille (jusqu'à 0,6 mm), quelques chlorites et des minéraux accessoires comme la tourmaline, le zircon et la pyrite. La matrice séricito-chloriteuse constitue environ 35 % du volume de la roche.

Les siltites à lamines sont les plus répandues. Comparées aux siltites homogènes elles apparaissent plus riches en minéraux phylliteux, en particulier en muscovites de petite taille, concentrées dans certaines lamines fines, tandis que dans les lits plus grossiers, muscovite et quartz, en quantité sensiblement égale, sont dispersés dans une matrice séricito-chloriteuse. La roche peut contenir de la matière organique sous forme de pigments.

Les siltites à nodules dont la taille va de quelques centimètres au décimètre (écluse de la Bénâtre) s'observent çà et là au sein de la formation, sans qu'il soit possible de leur assigner une position stratigraphique précise. Les nodules possèdent généralement une cavité interne tapissée de cristaux de pyrite très altérée et contiennent des fossiles (Céphalopodes orthocônes et Ostracodes). Leur nature originelle est difficile à apprécier, mais ils devaient être initialement calcaires comme en témoignent les "nodules calcaires noirs ampéliqueux" découverts dans les fondations de l'écluse Briassé (G. De Tromelin et P. Lebesconte, 1876).

Les grès massifs quartzitiques, de teinte sombre (bleu à noir), constituent des bancs décimétriques, isolés dans les siltites, parfois lenticulaires et souvent lardés de filonnets de quartz. Leur composition minéralogique est celle d'arénites quartzieuses à matrice chloriteuse (10 % du volume de la roche), les éléments figurés étant du quartz en grains anguleux de 50 à 100 µm fortement imbriqués dont la proportion atteint 90 % du volume des grains, de la chlorite détritique d'assez grande taille (100x30 µm ; 8 à 10 % du volume des grains) et des minéraux accessoires variés parmi lesquels la tourmaline est abondante.

Les grès tendres correspondent généralement à des wackes quartzieuses dans lesquelles la matrice quartzo-séricito-chloriteuse englobe de nombreuses muscovites détritiques globuleuses de grande taille (jusqu'à 250 µm) et de petits grains de quartz anguleux. En alternance avec les arénites quartzieuses, ils constituent des termes de passage à la formation de Gahard surincombante.

Dans tout cet ensemble de faciès, les figures sédimentaires, mal conservées, sont assez fréquentes ; ce sont principalement des figures de courant, nombreuses dans les grès à débit psammitique, et des figures de charge.

Sur la partie Nord-Est de la feuille, des siltites ampéliqueuses ont livré des graptolites d'âge pridolien et F. Paris (1981) a identifié dans la partie supérieure de la formation à Saint-Pierre-sur-Erve (moulin de Gô) la zone de chitinozoaires à *Pterochitina perivelata* indiquant également cet âge. En outre, dans la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve, M. A. d'Erceville (1979) a déterminé des spores d'âge Lochkovien basal. A 1 km de la bordure occidentale de la carte, au moulin de Régereau près d'Origné (Feuille à 1/50 000 Cossé-le-Vivien) F. Paris (1981) a découvert des indices de la biozone à *Urnochitina urna* qui indiquerait la partie supérieure du Pridolien.

Dévonien

Seul le Dévonien inférieur est représenté sur la feuille. L'absence de Dévonien moyen et supérieur (non dépôt ou érosion) est généralement interprétée comme une conséquence des plissements majeurs qui ont affecté le Sud du Massif armoricain à cette période ("phase bretonne"). La série éodévonnienne du bassin de Laval comprend des formations détritiques, grossières à la base (Grès de Gahard), fines au dessus avec des intercalations de couches calcaires et de récifs qui s'alignent selon une direction NW-SE et seraient liés, selon J. Poncet (1985) à un jeu en faille normale du substrat. Dans le bassin de Laval, la plupart des éléments faunistiques ont des affinités rhénanes. Les différentes formations distinguées dans le Dévonien inférieur ont une puissance très variable.

d1a. Pridolien sommital (Silurien terminal) à Gédinnien inférieur. Formation de Gahard (s.l.) : *siltites argilo-micacées et quartzo-arénites gris clair*;

quartzite gris clair à gris moyen (en profondeur). Correspondant aux "grès à *Orthis monnieri*" ou à "*Dalmanella monnieri*" et aux Schistes et Quartzites de la carte à 1/80 000, cette formation à prédominance de grès a été définie à Gahard (Ille-et-Vilaine), sur la feuille à 1/50 000 Combourg. A l'affleurement, elle forme des lignes de crêtes, en bandes irrégulières autour du massif de Saulges et des reliefs plus discrets au Sud-Ouest de la feuille. En outre, elle a été identifiée en trois endroits, aux environs de Saint-Loup-du-Dorat.

Sur la feuille, la Formation de Gahard comprend un membre inférieur, constitué par une alternance de petits bancs gréseux à quartzitiques et de minces couches silteuses (cf. "schistes et quartzites" du 1/80 000) et les "Grès de Gahard" *s.s.*, formés par des bancs de grès ou quartzite plus épais, gris ou blanchâtres, parfois micacés ou ferrugineux, avec quelques récurrences silteuses.

Au Nord-Est de la feuille, la Formation de Gahard affleure principalement à Vaiges, Saulges et Saint-Pierre-sur-Erve. Dans cette dernière localité, la partie inférieure de la formation affleure sous la Chapelle Saint-Sylvain, en rive droite de l'Erve (M.A. d'Erceville, 1979) où la base de cette unité est constituée par une succession de petits bancs de grès. Au dessus on retrouve des alternances grès-siltites peu différentes de celles du sommet de la Formation du Val, mais la phase arénite est dans l'ensemble mieux représentée et on observe des successions de bancs de grès pauvres en intercalations de siltites. Le membre gréseux affleure le long du chemin montant à la chapelle où, à l'exception de quelques bancs durs, il est altéré, blanchâtre et friable ou encore brun-rougeâtre, ferrugineux. blanc jaunâtres, les parties dures ont livré une faune de Brachiopodes (*platyorthis Monnieri*, *Howellela*), de bivalves, de polypiers, de trilobites (*Acastella*, *Homalonotidés*) et de crinoïdes de la zone à *Dimerocrinites lanveocensis* J. Le Menn, 1985). A Saint-Pierre-sur-Erve, la puissance de la Formation de Gahard peut être évaluée à 70 m environ, mais reste difficile à préciser car les couches sont affectées par de nombreux plis déversés et peut être des plis faillés. Près de la Chapelle Saint-Cénére, à Saulges, ils affleurent sous un faciès plus fin et plus dur et renferment également des Brachiopodes (A. Renaud *et al.*, 1946).

A Vaiges, les grès, gris bleuté à jaune se présentent en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, plus ou moins altérés.

Au Sud-Ouest de la feuille, la Formation de Gahard constitue deux bandes larges de quelques centaines de mètres, d'orientation générale NW-SE. La plus septentrionale, au Nord de de Maisoncelles, n'affleure bien qu'au Sud de la Pommerais, au long de la route Entrammes-Maisoncelles, sur la butte située au Nord de la Blanchetière (cote 82) et à la Malabrière où elle est brusquement interrompue par une faille. La bande méridionale, fréquemment masquée par des formations carbonifères, offre les meilleurs affleurements au Sud de l'écluse de Briassé; plus à l'Est, on observe à nouveau les grès à Mondot (ancienne carrière) puis dans les affleurements de Mary.

Dans les niveaux de base, surtout visibles à Briassé, les traces de bioturbation et les figures sédimentaires sont particulièrement abondantes (nombreux terriers, structures ocellées, figures de charges, lamines, lentilles gréseuses etc.). Du point de vue pétrographique, les grès correspondent soit à des arénites quartzieuses à matrice très réduite et à quartz en grains anguleux (taille moyenne : 150 µm environ) et muscovite, soit à des wackes quartzieuses à matrice quartzo-sériciteuse abondante (jusqu'à 30 % du volume de la roche), grains de quartz anguleux (taille moyenne 100 µm), muscovite détritique et

rare biotites. Les interlits silteux sont des wackes quartzzeuses à grain moyen, voisin de 50 µm, la matrice quartzo-séricito-chloriteuse étant parfois importante (jusqu'à 70 % du volume de la roche).

Les grès de la partie supérieure de la formation sont aisément identifiables sur le terrain par leur teinte blanchâtre, ou rouille lorsqu'ils sont chargés d'oxydes de fer, par leur texture sableuse et leurs fossiles, fréquents. Ce sont des arénites quartzzeuses à matrice réduite à un film sériciteux dans lesquelles les grains de quartz de grande taille (300 à 400 µm), souvent recristallisés, comptent pour 90 à 95 % de la fraction sableuse, de la muscovite et des minéraux accessoires comme la tourmaline et le zircon formant le reste.

La faune est essentiellement composée de brachiopodes (*Platyorthis Monnieri*, *Proschizophoria*, ...), de nautiloïdes orthocônes, de tabulés (*Cleistopora*), de crinoïdes, de quelques bivalves (*Grammysia*) et de Trilobites (*Acastella*, Homalonotidés).

La puissance de la formation n'a pu être évaluée avec précision et serait de l'ordre de 200 m ; elle apparaît très variable.

Au Sud-Est de la feuille le Grès de Gahard affleure principalement dans la carrière de la Morlière, 1 km E-SE de Beaumont-Pied-de-Boeuf où il forme un pli anticlinal. Il comprend des intercalations de siltites. Il est très fossilifère : crinoïdes (*Poteriocrinites? mormierecensis*, J. Le Menn, 1985), brachiopodes (*Isorthis miloni*, *Platyorthis*, *Howellella Strophomenidae*), tabulés (*Cleistopora*), trilobites (*Acastella*), etc.

Age. A Saint-Pierre-sur-Erve, la base de la Formation de Gahard a livré des éléments d'âge Lochkovien inférieur (= Gédinnien inférieur) : des spores (*Steelispora newportensis* ; M.A. d'Erceville, 1979) et des chitinozoaires (biozone à *Ancyrochitina fragilis* ; F. Paris, 1981).

d1b-2a. Gédinnien supérieur à Siegénien inférieur. Formation de Saint-Cénére : **alternance de siltites argileuses et de calcaires argileux bioclastiques.** Cette formation a été définie dans la coupe de la Jouanne à Saint-Cénére (Mayenne ; feuille à 1/50 000 Evron) par P.R. Racheboeuf (1976) et H. Lardeux *et al.* (1976) lui ont consacré une importante monographie. Elle correspond sensiblement aux Schistes et Calcaires à *Athyris undata* de la carte à 1/80 000.

Sur la bordure nord du synclinorium de Laval, elle forme une étroite bande d'affleurement, recoupée par les vallées de la Vaige et de l'Erve qui donnent quelques coupes. Plus au Sud, on la retrouve dans un repli anticlinal à Saulges puis à Saint-Loup-du-Dorat. Constituée par une alternance de siltites et de calcaires argileux, la Formation de Saint-Cénére comprend des siltites argilomicacées fossilifères et des calcaires argileux bioclastiques et crinoïdiques. Ces dernières sont formées de bancs d'épaisseur variable, parfois à stratification entrecroisée, fréquemment séparés par des feuilletts argileux. Sur la feuille, les faciès calcaires prédominent et contiennent une riche faune à brachiopodes (*Brachyspirifer rousseaui*, *Athyris undata*, *Ctenochonetes tenuicostatus* et *Uncinulus subwilsoni*), polypiers favositidés, bryozoaires, crinoïdes (*Thylacocrinus vannioti*), spongiaires (Stromatopores) et trilobites (*Phacops potieri*, *Pseudocryphaeus michelini* et *Parahomalonotus gervillei*). Difficile à évaluer, la puissance de la formation paraît comprise entre 100 et 150 mètres.

A Vaiges, la formation débute par quelques mètres de schistes brun-noir peu fossilifères, surmontés par une lentille de calcaire (épaisseur 5 à 10 m environ) gris-bleu fossilifère à polypiers et crinoïdes. Le calcaire est lui-même recouvert par des siltites de teinte vert, brun et roux plissées et très fossilifères à brachiopodes et polypiers.

A Saint-Pierre-sur-Erve, les calcaires présentent des bancs massifs à polypiers (Tabulés et Tétracoralliaires) et Stromatopores en position de vie (J. Poncet, 1985).

Au Sud-Est de Beaumont-Pied-de-Boeuf, la Formation de Saint-Cénére affleure sous forme de schistes et de calcaires à l'Ouest de la D 24 et en rive droite de la Vaiges.

Paléogéographie. Selon J. Poncet (1985) les faciès calcaires se sont déposés sur des hauts-fonds, alignés selon une direction NW-SE qui correspondrait, sur le flanc septentrional du bassin de Laval, à une flexure. Ces calcaires se sont formés en milieu marin peu profond, en climat chaud. De part et d'autre de ces structures, les siltites prédominent.

Age. Dans sa localité type, la Formation de Saint-Cénére débute selon H. Lardeux *et al.* (1976) et F. Paris (1981) dans le Lochkovien supérieur (vers la partie supérieure du Gédinnien inférieur) et se poursuit au Praguien (Siegénien).

d2b-f. **Siegénien moyen-Emsien. Formation de Montguyon, du Buard et des Marollières : siltites grises et brunes, micacées, grès calcaireux décalcifiés et calcaires argileux.** Dans le synclinorium de Laval, la série dévonienne se termine par une succession de 3 formations regroupées en une seule unité cartographique. Cette succession est ravinée par la base de la série carbonifère.

Formation de Montguyon. P.R. Racheboeuf (1976) puis J. Le Menn et P. Racheboeuf (1976) ont défini cette formation sur la commune de Saulges, au moulin de Montguyon, en rive droite de l'Erve. Elle comprend de nombreuses couches schisteuses, plus précisément des siltites argilo-miacées, mais également des grès calcaireux décalcifiés et des bancs de calcaire argileux dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. Dans sa partie supérieure, elle se charge en bancs gréseux et micacés décimétriques. A Saint-Pierre-sur-Erve, J. Le Menn et P. Racheboeuf (1976) ont placé la limite inférieure de la formation à la base des premières couches de schistes argileux et de grès calcaireux au dessus des calcaires massifs du sommet de la Formation de Saint-Cénére, bien visibles dans la carrière du "Miroir aux Oiseaux". L'épaisseur totale de la formation donnée par ces auteurs dans cette localité est de 200 m, mais la structure de ce secteur est mal connue et ce chiffre doit être pris avec réserve. Des bancs calcaires sont également visibles à Montguyon où ils se présentent sous forme de biostromes (B.B. Macurda et P. Racheboeuf, 1975).

A Saint-Pierre-sur-Erve, la formation est riche en macrofaune : brachiopodes et crinoïdes ; conodontes et microfossiles organiques : spores, acritarches et chitinozoaires.

La base de la Formation de Montguyon est rapportée au sommet du Praguien (Siegénien supérieur) et contient la zone de crinoïdes à *Pentacauliscus armoricanus*, le brachiopode Chonetidé *Pleurochonetes ? aulnensis* et les spiriféridés *Hysterolites hystericus* et *Brachyspirifer*.

La partie supérieure de la formation est riches en acritarches, spores et chitinozoaires (zone à *Bulbochitina bulbosa*). Le dernier banc calcaire, au sommet de la formation, a livré une faune de trilobites odontochile et conodontes *Pol. lenzi*, *Icriodus huddlei*, *Ozarcodina denckmanni* du sommet de l'Ordovicien.

Formation du Buard. Définie dans un hameau de Saint-Jean-sur-Mayenne (feuille à 1/50 000 Laval), la Formation du Buard a été reconnue à Vaiges et à Saint-Pierre-sur-Erve. Elle est essentiellement constituée de siltites gris-brun, d'aspect semblable à celles de la Formation de Montguyon. Immédiatement au Sud de Saint-Pierre (La Cour d'Erve), elle est limitée à la base par le dernier banc calcaire de la Formation de Montguyon (niveau à Odontochile et conodontes *Pol. lenzi*, *Icriodus huddlei*, *Ozarcodina denckmanni*, etc...) et au sommet par un petit niveau rhyolitique débutant la Formation de l'Huisserie dans la côte menant aux Fourneaux.

Formation de Marollières. Définie dans un hameau de Saint-Jean-sur-Mayenne (Feuille à 1/50 000 Laval), la Formation des Marollières a été mise en évidence sur la bordure orientale de la feuille entre Saint-Pierre-sur-Erve et Saulges, ce qui représente sa limite d'extension orientale connue. Le passage entre la Formation du Buard et la Formation des Marollières est marqué par des bancs de grès micacés métriques, indiqués sur la feuille par une ligne de points rouges (Les Chopinières, La Jeunerie). Notons que ces grès ont été confondus sur le 1/80 000 avec des grès de la Formation de Gahard. La Formation des Marollières débute par des calcaires noduleux fossilifères (Les Chopinières) et se poursuit par des schistes gris-noirs. Elle contient *Uncinulus gr. pilo*, *Arduspirifer arduennensis* et *Phacops oehlerti*, faune indiquant un âge Emsien supérieur basal.

Carbonifère

Constituant la partie centrale du synclinorium de Laval, les formations carbonifères occupent de très larges surfaces sur la feuille. Elles présentent une lithologie variée où le fond sédimentaire détritique (siltites, grès, conglomérats) laisse localement la place à de puissantes formations volcaniques ou calcaires ou encore à des passées charbonneuses. Elles ont été dénommées et décrites à l'origine par D. Oehlert (1882), révisée ensuite par Y. Milon (1928) et A. Pelhate-Peron (1972). On distingue actuellement quatre formations, avec de bas en haut :

- la Formation de l'Huisserie, "culm inférieur" des anciens auteurs qui correspond à une formation détritique terrigène, a passées de houille, accompagnée de volcanisme ;
- la Formation de Changé ou grauwacke à Paléchinides, localisée sur la bordure méridionale du synclinorium et qui représente un terme franchement marin terminant le "culm inférieur" ;
- la Formation des Calcaires de Laval et de Sablé, le terme Calcaire de Laval désignant des dépôts carbonatés surmontant la Grauwacke à Paléchinides au Sud d'une ligne Changé-Sablé ; celui de Calcaire de Sablé étant réservé à des dépôts différents, localisés au Nord de cette ligne ;
- la Formation de Heurtebise ou Formation des Schistes de Laval, "culm supérieur" des anciens auteurs, marquant la reprise d'une sédimentation détritique.

Cette succession admet d'assez nombreuses variations latérales de faciès avec, en particulier, une opposition entre deux domaines séparés par une ligne passant au Nord de Forcé, à La Cropte et au Sud de Saint-Loup-du-Dorat (A. Pelhate-Peron, 1972), limitant les calcaires de Sablé et de Laval.

h1. Tournaisien indifférencié. Formation de l'Huisserie. A la base du Carbo-nifère, la Formation de l'Huisserie ("culm inférieur" des cartes à 1/80 000) constitue un ensemble détritique transgressif sur des terrains d'âge dévonien, silurien et même ordovicien, comme à proximité de Villiers-Charlemagne où elle repose sur la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Elle débute fréquem-ment par un dépôt volcanique acide de faible épaisseur, connu en géologie régionale sous le nom de "blaviérite" (voir le paragraphe sur les volcanites) dont la reconnaissance est parfois délicate. En l'absence de coupe continue, la lithostratigraphie de la Formation de l'Huisserie est mal connue, mais les données cartographiques et les coupes partielles montrent que sa lithologie et son épaisseur varient grandement dans le cadre de la feuille. En particulier, on peut opposer la bordure nord du synclinorium de Laval où les termes sédimen-taires, localisés à la partie inférieure de la formation, sont peu développés et la bordure méridionale de cette structure où les niveaux sédimentaires occupent de très larges surfaces. Dans cette dernière, les assises volcaniques sont acides à l'Ouest et intercalées dans la partie inférieure de la formation, à chimisme intermédiaire à basique à l'Est et au sommet de la formation.

Bordure méridionale du synclinorium de Laval. A l'Ouest, au dessus de la blaviérite dont l'extension pourrait être plus large que les trois affleurements reconnus, la Formation de l'Huisserie se poursuit par des matériaux détritiques terrigènes riches en matière organique et comprenant même des niveaux charbonneux. Cet ensemble sédimentaire est localement interrompu par des masses de roches volcaniques acides qui sont bien développées autour d'Entrammes (Massif d'Entrammes) et plus au Sud, en rive droite de la Mayenne, vers Villiers-Charlemagne (Massif de la Bouffelière). Elles seront décrites dans les paragraphes consacrés aux roches volcaniques. Au-dessus, la partie la plus épaisse de la formation est constituée de conglomérats, microconglomérats, microbrèches, grès et siltites dont l'agencement est imparfaitement connu. Ces roches sont bien visibles en bordure de la Jouanne et au Sud de Parné-sur-Roc. Dans la bande située au Nord de Villiers-Charlemagne, les af-fleurements sont beaucoup plus rares, sauf à l'Ouest du Château de la Lézière.

Les conglomérats sont peu répandus dans cette partie occidentale de la feuille, sauf au Nord-Ouest de Villiers-Charlemagne où ils soulignent la base de la formation. Le plus souvent, ils n'apparaissent qu'en pierres volantes dans les labours, mais ils affleurent cependant à l'Est des Rouillères des Bois. Leurs éléments sont des galets très émoussés de quartzites dévoniens, de roches volcaniques acides, de quartz, de diabases ; ces roches se retrouvent dans les formations sous-jacentes. La longueur des plus gros galets atteint 15 cm. Dans l'affleurement situé à l'Ouest de la Lézière, la matrice qui englobe des galets longs de plusieurs centimètres est assez abondante ; sa richesse en micas et en chlorites donne une teinte verdâtre aux conglomérats.

Les grès sont surtout abondants au sommet de la formation, mais leur disposition est mal connue, car ils n'affleurent guère qu'en pierres volantes dans les labours. Au Sud-Est de Forcé, ils apparaissent bien dans le paysage, dans leur traversée en cluse par la Jouanne et ils peuvent être observés dans de petites carrières, assez nombreuses (2 sont figurées sur la carte). Au Sud de Parné-sur-Roc, ils ont été reconnus dans le Bois d'Ouette et au Coudray. Ce

sont en général des grès blancs, parfois bleutés, souvent très altérés et disposés en bancs de 0,5 à 1 m d'épaisseur. D'un point de vue pétrographique, ils se classent le plus souvent dans les wackes quartzzeuses à matrice quartzo-sériciteuse ; des faciès plus franchement quartzitiques existent cependant (moulin de Souffrette, au Nord du Château de la Mazure).

L'essentiel de la Formation de l'Huisserie est constitué par une alternance de petits bancs de *microconglomérats*, de *microbrèches* ("grauwackes" sur les cartes à 1/80 000) et de *siltites* que l'on peut observer en bordure de la Jouanne, au niveau du château de la Mazure, mais dont les affleurements types ont été pris dans le Taillis de l'Huisserie (feuille Cossé-le-Vivien). Les microbrèches et les microconglomérats ne diffèrent pas par la nature de leurs éléments : fragments de quartz millimétriques dont certains ont nettement une origine volcanique, fragments lithiques (rhyolites, grès, siltites), micas et chlorites détritiques. La matrice, parfois abondante, est principalement constituée de séricite et de chlorite. Par la nature de leurs éléments et de leur matrice, les siltites sont apparentées aux microbrèches et microconglomérats. D'une teinte verdâtre à gris très sombre, elles sont fréquemment affectées par une nette schistosité ardoisière. Dans les séquences sédimentaires, le mode de succession des faciès est variable ; il n'y a pas toujours une évolution régulière positive avec un affinement du grain, mais parfois un passage brutal des détritiques grossiers aux détritiques très fins, la sédimentation étant essentiellement due à des courants tractifs.

Au Sud de la feuille, du Bignon du Maine à Saint-Loup-du-Dorat, la Formation de l'Huisserie occupe de très larges surfaces, à la faveur de pendages subhorizontaux, de faibles ondulations anticlinales et synclinales et probablement aussi d'écaillages. Les conditions d'affleurement sont très médiocres et ne permettent pas d'établir de lithostratigraphie. Les fossés laissent apparaître principalement des grès blanchâtres, jaunâtres à gris, plus ou moins feldspathiques, généralement fins, parfois grossiers et hétérogranulaires, mais rarement conglomératiques. Ces grès prédominent dans deux bandes WNW-ESE, figurées par une surcharge de points rouges qui se suivent depuis Saint-Charles-la-Forêt jusqu'à Saint-Loup-du-Dorat. Généralement masquées par des altérites et des colluvions, les siltites affleurent rarement. Grises, verdâtres ou noires, elles prennent parfois une teinte rouge à l'altération. Localement, elles présentent un aspect carbonneux sans être nécessairement riches en matière organique (Sud de Meslay-du-Maine, entre Le Grand Pineau et la Noë). Par leur répartition cartographique, les roches volcaniques à chimisme basique à intermédiaire (tfK3 et K3) paraissent localisées dans la partie supérieure de la Formation. Entre Beaumont-Pied-de-Boeuf et Saint-Loup-du-Dorat, des laves se trouvent au contact de formations dévoniennes, mais cette région est très complexe sur le plan structural et ce contact est peut-être anormal.

Bordure septentrionale du synclinorium de Laval. La Formation de l'Huisserie forme une bande d'affleurement très étroite passant au Sud de Nuillé-sur-Ouette, de Vaiges et de Saint-Pierre-sur-Erve et paraît se terminer en biseau vers l'Est. On la retrouve à l'Ouest de Saulges dans des compartiments tectoniques. Les travaux de la déviation de la N 157 à Vaiges et d'une station d'épuration au Sud de la localité ont permis de l'observer largement.

A l'extrémité occidentale de la déviation, sur des siltites noires à brachiopodes et *Pleurodictyum*, rapportés à l'Emsien, reposent des siltites altérées jaunâtres renfermant peu au dessus de leur base un niveau d'aspect tuffacé

correspondant probablement à une altération de la blavierite. A 12 m de la base de la formation, les siltites sont surmontées par des grès grauwackeux bruns à verdâtres renfermant deux niveaux, épais de plusieurs mètres, de poudingues polygéniques à matrice grauwackeuse. Au dessus, ces différents matériaux alternent de façon irrégulière, jusqu'au franchissement de la Vaiges, sur une épaisseur voisine de 100 m. Cette succession renferme quelques intercalations de tufs et tuffites à chimisme acide ou basique, selon les niveaux, reconnaissables par leur altération violacée.

A l'Est de la Vaiges, la coupe se poursuit par des poudingues, passant à un matériel volcanique comprenant des laves assez altérées, vert grisâtre, à chimisme basique ou intermédiaire. Au dessus, siltites et poudingues alternent sur une centaine de mètres, avec à mi-hauteur un niveau de laves et tufs rhyolitiques, épais de 6 m surmonté par des siltites à plantes (*Spherophyllum* ? et *Lepidophyllum* ?). Ensuite (coupe de la station d'épuration), la formation est presque uniquement constituée de matériel volcanique acide : tufs, rhyolites à faciès fréquemment perlitique, ignimbrites, alternant sur une cinquantaine de mètres. Cette coupe présente des analogies avec celle qui a été décrite dans la région d'Argentré par B. Le Gall et G. Mary (1985) et G. Mary et R. Giordano (1987), notamment par la position des intercalations de roches basiques, mais en diffère nettement dans le détail.

Age de la Formation de l'Huisserie. Dans les niveaux de siltites noires et de wackes de la Formation de l'Huisserie à Saint-Pierre-sur-Erve, dans la coupe à l'Est de Vaiges et à Beaumont-Pied-de-Boeuf des recherches palynologiques ont permis d'isoler un matériel organique abondant, mais de conservation médiocre, riche en spores et microrestes végétaux. A Beaumont-Pied-de-Boeuf, le bref épisode sédimentaire (siltites noires et bancs conglomératiques) au sein du complexe de volcanites et volcancanoclastiques rhyolitiques contient des associations de spores comprenant : *Retusotriletes incohatus*, *R. leptocentrum*, *Camptotriletes paprothii*, *Cyrtospora cristifer*, *Lophozotriletes triangulatus* etc. Ces espèces, caractéristiques du Tournaisien inférieur (Tn1b-Tn2a ; A. Le Hérissé in E. Houlgatte *et al.* à paraître). Les taxons guides des couches de passage du Dévonien au Carbonifère (*Retispora lepidophyta*, *Vallatisporites pusillites*) n'ont pas été mis en évidence sur la feuille Meslay ou dans d'autres affleurements du Bassin de Laval. Un microplancton marin (acritarches) daté du Dévonien inférieur a été extrait de galets de schistes des niveaux conglomératiques. Ce matériel remanié souligne la possibilité d'une lacune sédimentaire importante du Dévonien moyen et supérieur dans cette région. Le seul horizon marin connu dans la Formation de l'Huisserie, interstratifié dans des schistes à plantes, a été décrit par Y. Milon (1923) sur la feuille voisine de Cossé-le-Vivien, à Bois Gamats. Au sommet de la formation, à Saint-Pierre-le-Potier, près de Forcé, des assemblages de spores du Tournaisien moyen à supérieur (*S. pretiosus*, taxon caractéristique), associées à une riche paléoflore (Lycophytes et Pteridophyllae) ont été décrits (A. Lejal-Nicol *et al.*, 1982). Ces données indiquent un âge tournaisien pour une bonne partie, si ce n'est la totalité de la Formation de l'Huisserie.

Formations volcaniques intercalées dans la Formation de l'Huisserie

Dans le synclinorium de Laval, des roches volcaniques, à chimisme acide intermédiaire ou basique, sont intercalées à différents niveaux de la Formation de l'Huisserie. Par leur répartition, il est possible de distinguer 5 ensembles ou "massifs" volcaniques :

— à l'Ouest de la feuille, les massifs d'Entrammes et de la Bouffelière (Nord-Ouest de Villiers-Charlemagne), à volcanisme aérien acide: rhyolites, ignimbrites, kératophyres, tufs, brèches et tuffites ;

— au Nord, les bandes Argentré-Vaiges et la Bazouge-de-Chéméré-Saulges, à volcanisme acide un peu moins différencié que celui d'Entrammes, mais admettant à Argentré et Vaiges quelques intercalations basiques ;

— enfin, au Sud Est, un ensemble à chimisme intermédiaire à basique, présentant quelques faciès de laves en coussins indiquant une mise en place sous-aquatique, formant une longue bande d'affleurements, depuis le Bignon-du-Maine jusqu'au environs de Sablé ("massif de Beaumont-Pied-de-Boeuf").

La médiocrité des affleurements, la disparition des parties érodées, la prolongation possible de certains ensembles sous les dépôts viséens et la tectonique rendent difficile la reconstitution de la géométrie des différents ensembles volcaniques.

Les roches volcaniques du Carbonifère du synclinorium de Laval ont été l'objet de nombreuses études : E. Blavier, 1837 ; E. Munier-Chalmas, 1881 ; D. Oehlert, 1882 à 1912 ; A. Michel-Levy, 1896 ; L. Vandernotte, 1913 ; E. Raguin et R. Zvereff, 1946 ; C. Boyer, 1968, 1972 et 1976 ; C. Boyer-Guilhaumaud, 1974 ; J. Plaine, 1976 auquel nous emprunterons l'essentiel des données sur les massifs d'Entrammes et de la Bouffelière ; A. Le Hérisse et J. Plaine, 1982, sur le volcanisme basique du massif de Beaumont-Pied-de-Boeuf et G. Mary et J. Le Gall (1985) sur celui d'Argentré.

Position stratigraphique du volcanisme. A la base de la formation de l'Huisserie ou peu au dessus existent fréquemment des tufs et rhyolites, connus localement sous le nom de blaviérite. La masse principale des volcanites acides se place dans la partie inférieure de la formation à la Bouffelière et à Entrammes, mais dans sa partie supérieure à Vaiges ; tandis que dans le massif de Saulges elles représente la quasi totalité de celle-ci. La datation radiochronologique Rb/Sr à 346 ± 6 MA effectuée par P. Vidal (*in* C. Boyer-Guilhaumaud, 1974 ; recalculée par P. Vidal, 1980) s'accorde bien avec un âge tournaisien pour la Formation de l'Huisserie. Les roches à chimisme intermédiaire à basique sont intercalées dans la moitié inférieure de la formation à Argentré et Vaiges, mais dans sa partie supérieure dans le massif de Beaumont-Pied-de-Boeuf où une intercalation sédimentaire contient des spores d'âge tournaisien inférieur (E. Houlgatte *et alii.*, à paraître). Il faut souligner que la base et le sommet de la Formation de l'Huisserie ne sont probablement pas isochrones et que cette dernière peut être tronquée par écaillage, les failles directionnelles étant rarement visibles dans la région. Dans l'état actuel des connaissances, le volcanisme carbonifère du synclinorium de Laval apparaît donc contemporain de la Formation de l'Huisserie et d'âge tournaisien.

h1a. "Blavierite", tufs et rhyolites de la base de la série carbonifère. Constituée de coulées et de tufs rhyolitiques affectés par un débit schisteux, la "blaviérite" a été décrite pour la première fois par E. Blavier en 1837. Du fait de sa faible puissance (moins de 10 m, en général), elle affleure mal et elle est souvent difficile à identifier sur le terrain ; son extension pourrait être plus importante que celle qui lui a été attribuée sur la carte. Sa nature et ses relations avec les roches encaissantes ont été clairement observées plus à l'Ouest (feuille à 1/50 000 Cossé-le-Vivien) à la Véronnière, face à l'abbaye du

Port du Salut. Elle est essentiellement constituée de coulées rhyolitiques de teinte claire dont la plupart des structures originelles sont oblitérées par la schistosité. Un examen attentif a permis de reconnaître des rhyolites pyroméridiques, riches en sphérophyses et des rhyolites pauvres en phénocristaux feldspathiques (la Chouanière). Ces coulées sont parfois accompagnées de tufs rhyolitiques souvent riches en quartz volcaniques millimétriques, mais pauvres en fragments lithiques. Les rhyolites pyroméridiques sont formées de très nombreux corpuscules blancs, sphériques, de 1 à 3 cm de diamètre, fissurés, enrobés dans une mésostase ocre à noirâtre. Ces sphérules se sont moulés les uns sur les autres et créent une pseudofluidalité qui, lorsqu'elle est très marquée entraîne la formation de "croûtes" allongées.

Ce premier dépôt volcanique n'est pas constitué par un seul niveau volcanoclastique intensément structuré, mais il est en réalité plus complexe. En effet, ces tufs et brèches peuvent être accompagnés de véritables coulées, plus ou moins déformées. En outre, on peut observer tous les termes de passage de ces volcanites à des tuffites puis à des sédiments pauvres en éléments volcaniques remaniés.

h1_{ff}. Tuffites (roches localisées au-dessus des rhyolites et recouvertes par les coulées kératophyriques et décrites entre les brèches épicastiques et les kératophyres).

h1. Rhyolites et tufs acides. Cet ensemble regroupe la totalité des roches acides des bandes Soulgé-sur-Ouette-Vaiges et la Bazouge-de-Chéméré-Saulges, ainsi que celles du massif de la Bouffelière et constitue une large part du massif d'Entrammes. Il comprend principalement des brèches pyroclastiques et épicastiques, des tufs acides et fragments ponceux, des tufs fins à cristaux, des tufs à lapillis cristallins, des rhyolites massives, des pyromérides et hyaloclastites globulaires et des ignimbrites. L'ordre donné dans la légende ne correspond pas à une succession lithostratigraphique bien établie.

Dans le *massif d'Entrammes*, les ignimbrites rhyolitiques sont prédominantes dans l'ensemble h1. L'analyse stratigraphique et lithologique permet de proposer la succession d'au moins quatre épisodes principaux :

— le premier correspond au dépôt, en milieu aérien ou subaérien, de tufs et brèches acides et par l'épanchement de coulées rhyolitiques : ces roches constituent la blaviérite ;

— le deuxième, séparé du précédent par un épisode sédimentaire (sans doute en milieu aquatique confiné), puis par des épicastites (phase érosive), s'amorce par la projection de cendres et lapilli qui, après cimentation, ont donné les tufs et brèches de l'enveloppe pyroclastique externe du massif ignimbritique. Ces volcanites constituent une sorte de "litière friable" à la base des émissions ignimbritiques. A ces dépôts pyroclastiques succèdent des venues rhyolitiques à caractères ignimbritiques, puis de véritables ignimbrites flammées qui forment l'essentiel des roches liées à cet épisode. A la mise en place de cette première nappe ignimbritique succède une phase explosive avec projections de cendres, lapillis cristallins, fragments de ponces qui tombent en milieu lacustre réducteur ;

— le troisième se marque par la réapparition de produits ignimbritiques : ignimbrites flammées et vitroclastiques. Ceux-ci sont surmontés par des

rhyolites pyromériques, puis des tufs. Enfin, cette phase d'activité volcanique se termine par des tuffites ;

— le quatrième épisode correspond à la mise en place des quartz-kératophyes, sans doute en une seule coulée qui recouvre les tuffites.

Dans le *massif de la Bouffelière* où les volcanoclastites et les coulées de rhyolites rubanées et pyromériques sont prépondérantes, il est possible de proposer une chronologie des événements volcaniques, hypothétique en raison des conditions d'affleurement. Aux brèches et tufs de la base de la série carbonifère (Benâtre et Villeneuve) succèdent des épanchements rhyolitiques pyromériques (ferme de la Bouffelière). Ces coulées sont surmontées par les brèches et tufs de la Héroulière qui remanient des éléments anguleux et arrondis de pyromériques et de grès armoricains et sont donc les témoins d'une phase d'érosion et de transport (épisode laharique ?). L'activité volcanique de la Bouffelière s'achève par la mise en place de rhyolites fluidales rubanées et de rhyolites plus massives (la Bouffelière, la Héroulière).

A *Vaiges*, la formation h1 débute par des rhyolites (3 m) surmontées par des tufs soudés à flammes de formes assez contournées eux mêmes recouverts par des rhyolites à texture perlitique limitées à leur partie supérieure par une faille. Au dessus, on observe des rhyolites massives (8 m) présentant dans leur partie inférieure des intercalations de tufs à flammes, plus ou moins schistosés et à débit en crayons. Au dessus, les faciès perlitiques, parfois très grossiers (pyromériques) prédominent et affleurent sur une vingtaine de mètres. Ils renferment quelques intercalations d'ignimbrites et de volcanoclastiques schistosées.

Dans le *massif de Saulges*, les principaux affleurements sont localisés sur les coteaux de la vallée de l'Erve, au Sud de la localité. En rive gauche, une carrière a exploité des rhyolites de teinte grises à rosâtres présentant de nombreuses flammes.

Les roches ignimbritiques. Des ignimbrites, souvent difficiles à reconnaître en raison de l'importance des phénomènes de dévitrification, de recristallisation et d'altération, ont été identifiées dans le massif d'Entrammes, à Vaiges et au Sud de Saulges. Elles présentent des variations de faciès assez importantes dues principalement à des différences de mode de mise en place, de proportions entre les flammes et la matrice et à la nature des éléments clastiques.

Ces variations permettent de distinguer trois principaux types :

- des ignimbrites flammées,
- des ignimbrites rubanées,
- des ignimbrites à texture vitroclastique (ignimbrites s.s.).

Les *ignimbrites flammées*, d'aspect assez remarquable, affleurent principalement dans les grandes carrières au Sud-Ouest d'Entrammes et les fossés de la N 162, au Nord des Poiriers. Elles sont moins apparentes à Vaiges et affleurent en carrière au Sud de Saulges. Ce sont en général des roches claires (blanches, vertes, gris-bleu ou rosées), rarement sombres (carrières d'Entrammes), sonores sous le marteau, à cassure esquilleuse, presque aphyriques. Les très rares phénocristaux sont des feldspaths plurimillimétriques. Leur aspect hétérogène est du à de très nombreuses structures fusiformes (les "flammes"), de structures plus trapues (les "lentilles") et plus rarement d'enclaves.

Examinées en plan, les *flames*, structures caractéristiques des paléo-ignimbrites, ont l'allure de lentilles ou de galettes vitreuses aplaties dans le plan de dépôt. Leur diamètre peut atteindre 15 cm, tandis que leur épaisseur excède rarement quelques millimètres ; leurs extrémités sont toujours très fines, effilochées, parfois bifides. Au sein de la roche elles semblent se relayer en déterminant une pseudo-fluidalité. Lorsqu'elles sont très nombreuses, empilées les unes sur les autres, elles forment une pseudolitage discontinu. A l'oeil nu, les flames montrent deux zones distinctes :

- une zone centrale ou "coeur", d'aspect vitreux, formé de quartz xénomorphe ;
- une zone externe ou "cortex", plus sombre.

Parfois, une troisième zone, de teinte verdâtre, forme un manchon autour de la flamme ; elle est composée de minéraux phylliteux de néoformation. Les flames montrent des traits communs et constants : un coeur largement cristallisé en une mosaïque de cristaux de quartz de taille variable et un cortex de microlites de feldspath alcalin à cristaux développés dans un sens plus ou moins perpendiculaire à l'allongement de la flamme, déterminant ainsi la structure axiolitique propre aux flames des ignimbrites. Cette disposition est le plus souvent imparfaite, les feldspaths s'étant développés de façon assez anarchique, à l'intérieur du coeur en quartz ou encore perpendiculairement à une ligne de suture médiane, partageant la flamme en deux parties.

Les *lentilles* sont des objets oblongs, d'aspect identique aux flames, mais sans coeur et cortex différenciés ; elles sont formées d'une mosaïque équigranulaire de quartz et de feldspath. Très souvent complexes, elles peuvent renfermer de grandes paillettes de chlorite et de nombreux minéraux accessoires.

Les *enclaves* sont rares dans ce type d'ignimbrites ; elles sont généralement constituées de fragments de laves arrachés à des dépôts antérieurs, à caractères ignimbritiques.

Au microscope, la *mésostase* (ou matrice) apparaît finement cristallisée, voire felsitique ; elle est très riche en quartz. Rarement homogène, elle présente de nombreux témoins de dévitrification : sphérolites, séricite et chlorite néoformées, réarrangements granophyriques, "texture microgrenue".

Les phénocristaux sont uniquement des feldspaths de la taille du millimètre (2 à 5 % du volume de la roche), se partageant entre du plagioclase (An 5-10), mâclé albite ou en échiquier et du feldspath alcalin en individus trapus fortement albitisés ou perthitiques ; ils sont reconnaissables en lumière naturelle grâce à leurs nombreuses inclusions brunâtres.

Les *ignimbrites rubanées* se distinguent des ignimbrites flammées par la présence de structures plus allongées que les flames formant un rubanement à lits millimétriques à l'échelle de l'échantillon (carrières d'Entrammes, Vaiges). Les lits les plus nets sont constitués de quartz dont la granulométrie varie très rapidement, le caractère ignimbritique étant marqué par des associations quartz-feldspath potassique proches de la structure axiolitique. A Vaiges dans certains niveaux, les lits de quartz alternent avec des lits de chlorite fine ; la roche contient localement quelques phénocristaux d'albite et des perlites.

Les *ignimbrites vitroclastiques* ne présentent pas de caractères distinctifs à l'affleurement. La structure vitroclastique n'apparaît qu'au microscope ; elle

s'est formée par l'accumulation d'échardes vitreuses, de formes variées (en X, Y ou V), plus ou moins compactées (structure vitroclastique eutaxitique). Elles correspondent typiquement aux ignimbrites tuffacées ou pyroclastiques (tufs soudés). Elles ont été observées à Vaiges et dans le massif d'Entrammes où elles semblent occuper un faible volume par rapport à la masse totale des produits volcaniques, sans doute en raison de la difficulté à les reconnaître sans le recours systématique à la lame mince.

Les analyses chimiques effectuées sur les ignimbrites (tableau) confirment globalement le caractère acide et alcalin de ces roches ; les teneurs en SiO_2 sont très élevées (supérieures à 75 %) et varient peu d'une analyse à l'autre. La somme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) reste toujours voisine de 8 %, tandis que les teneurs en Fe total, CaO et MgO sont très faibles. Ces ignimbrites appartiennent à la famille des rhyolites et sont soit potassiques soit sodi-potassiques.

Rhyolites massives, tufs fins à cristaux et tufs à lapilli cristallins. Les rhyolites massives affleurent principalement au Sud de Vaiges, dans le massif de Saulges et dans celui de la Bouffelière. Elles renferment fréquemment des passées rubanées, en particulier dans le massif de la Bouffelière. Là, elles sont particulièrement bien exposées près de Villeneuve, au Sud de la Héroulière et au Sud de la Bouffelière où elles constituent de petits chicots rocheux surplombant la Mayenne. La roche est claire, beige à verdâtre, à rubanement centimétrique souligné par l'altération. Les figures de fluidalité y sont nombreuses (plis d'écoulement, pseudo-boudinage). Elles sont pauvres en phénocristaux.

Les tufs fins à lapilli et fragments ponçeux sont les témoins d'émissions aériennes explosives dont les produits se sont déposés en milieu marin ou saumâtre. Ils sont observables dans la carrière d'Entrammes la plus méridionale ; dont ils en constituent les parements sud et nord où ils voisinent avec des sédiments silteux noirs très riches en matière carbonée. Ce sont des roches verdâtres, à phénoclastes feldspathiques blanchâtres, à lentilles vitreuses, à "galettes" blanchâtres fortement aplaties dans le plan de schistosité et à fragments rhyolitiques de quelques centimètres à plusieurs décimètres.

Du point de vue minéralogique, ces tufs sont formés de feldspaths potassiques à sodi-potassiques en phénocristaux quadrangulaires à globuleux, de quelques millimètres et de rares quartz volcaniques. Les lentilles vitreuses sont constituées de matériel cryptocristallin, entièrement dévitrifié en chlorite verte qui, à l'origine, devaient être des fragments de laves éjectés lors de l'explosion du magma.

Les galettes blanchâtres sont entièrement vitreuses, parcourues de fissures perlitiques ; elles englobent fréquemment un ou plusieurs cristaux de feldspath et peuvent être interprétées comme des fragments de ponces éjectés conjointement avec les phénoclastes. La matrice est totalement envahie par la séricite et la chlorite. On peut néanmoins y reconnaître de petits clastes cristallins et des structures qui évoquent les échardes des ignimbrites vitroclastiques. L'abondance des minéraux phylliteux néoformés permet de penser qu'à l'origine, elle était formée de particules vitreuses très fines (anciennes cendres ?).

Pyromérides et hyaloclastites globulaires. Les pyromérides sont fréquentes dans la bande de Vaiges à Nuillé-sur-Ouette et au Sud-Est du massif de la Bouffelière. Au sud-Ouest de Nuillé, les sphérophyses sont particulièrement grosses et dépassent le centimètre. A Vaiges leur composition est quartzofeldspathique et leur structure est fibroradiée ou en écailles concentriques, soulignées par des produits phylliteux. Dans le massif de la Bouffelière, les pyromérides sont claires, très schistifiées, riches en sphéroïdes à structure concentrique mal individualisée dont la taille va du millimètre au centimètre. Au microscope, on constate une identité de nature entre sphéroïdes (ou sphérophyses) et mésostase. Les sphérophyses sont constituées d'écailles plus ou moins concentriques de quartz xénomorphe, présentant en couches alternées des petits cristaux (40 à 50 μm) ou des grands cristaux (100 à 150 μm), entourant généralement un nucleus en quartz. La structure radiale est parfois nette, le contact entre sphérophyse et mésostase étant franc et parfois souligné par un fin liseré de séricite. La mésostase, felsitique à microgrenue est quartzosériciteuse ; elle contient de rares quartz automorphes de facture volcanique.

Brèches pyroclastiques et épicastiques. Formant transition entre les tufs fins décrits précédemment et les faciès ignimbritiques proprement dits, existent des tufs grossiers et des brèches épicastiques bien exposés dans le passage entre les deux carrières situées au Sud-Ouest d'Entrammes.

L'avancement des travaux peut cependant modifier l'état de l'affleurement, ces roches n'étant pas observables à la surface du sol. Les plus spectaculaires sont des brèches dont les éléments dépassent parfois la grosseur du poing, essentiellement des fragments de grès de la Formation dévonienne de Gahard, aux contours anguleux, englobés dans une matrice volcanique très hétérogène.

Les brèches épicastiques sont bien représentées dans le massif d'Entrammes sur la feuille voisine de Cossé-le-Vivien (J. Plaine, 1976) où elles constituent l'enveloppe externe du massif ignimbritique. Sur la partie figurée sur la feuille, elles n'apparaissent qu'au Sud de la Chênaie, en prolongement de l'affleurement de la Pommeraie. Malgré l'importance de la schistosité, on y reconnaît des fragments lithiques aplatis et étirés dans une matrice silteuse bleu-noir : d'anciennes roches sédimentaires (wackes quartzueuses de la formation de Saint-Germain-sur-Ille, siltites de la Formation du Val et de la base de la Formation de l'Huisserie) et des roches filoniennes et volcaniques (diabases, "blaviérite"). La matrice sédimentaire, quartzo-chloriteuse contient quelques quartz volcaniques fragmentés. Les fragments de roches basiques ont une composition minéralogique analogue à certaines des diabases observées dans la Formation du Val et pourraient donc provenir de leur érosion. Ces diabases pourraient donc être antérieure au volcanisme tournaisien.

h1_{tf} Tuffites. Roches intermédiaires entre les tufs volcaniques et les roches détritiques terrigènes, les tuffites ont été reconnues dans le massif d'Entrammes et dans celui de Saulges. Dans ce dernier, elles recouvrent la formation h1. Dans la carrière située au Nord d'Entrammes, elles surmontent les rhyolites et elles sont recouvertes par les coulées kératophyriques. Elles affleurent également à l'entrée de cette carrière où elles sont séparées des volcanites par une faille et sur la rive droite de la Jouanne, derrière la ferme de la Perrière où elles reposent sur les siltites de la base de la Formation de l'Huisserie. Elles sont souvent très schistosées.

Au microscope, la matrice quartzo-séricito-chloriteuse, à éléments de taille voisine de 50 μm , renferme de nombreux quartz volcaniques anguleux ou en esquilles (jusqu'à 80 % du volume de la roche), des quartz globuleux de volcanites acides (rhyolites et rhyolites ignimbritiques). De rares amas séricito-chloriteux de forme quadrangulaire évoquent des cristaux de feldspath altérés. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, le zircon et le sphène.

K¹⁻². Coulées kéraatophyriques. Au Nord et au Sud-Est d'Entrammes, les rhyolites et les tuffites sont surmontées par des coulées kéraatophyriques qui affleurent largement dans la vallée de la Jouanne au Sud du Vallon, au Nord de la Molaiserie, dans la carrière Nord d'Entrammes, dans la vallée de l'Ouette (moulin d'Orvillette, la Malardrie, les Doubellières), enfin, à proximité de La Tremblais. Ces coulées correspondent aux orthophyres, albitophyres ou orthoalbitophyres de D. Oehlert (1882, 1895), aux trachytes de L. Vandernotte (1913) et aux quartz-kéraatophyres de C. Boyer (1968). En général, ce sont des roches de couleur lie-de-vin à violacée qui se débitent facilement en parallélépipèdes de la grosseur du poing. Par altération, elles prennent une teinte ocre qui met en valeur la texture microlitique porphyrique.

De taille centimétrique, les phénocristaux de feldspath se partagent entre l'albite à macles polysynthétiques (type échiquier ou damier) et les feldspaths sodi-potassiques à macle de karlsbad fréquente, très largement albitisés, dans lesquels les perthites sont abondantes, irrégulières et inhomogènes. Très craquelés, certains de ces cristaux ne sont pas sans rappeler la sanidine. Les microlites sont de même nature que les phénocristaux. Ils peuvent être allongés les uns contre les autres, dans une direction statistiquement constante, marquant une fluidalité (texture trachytique), ou bien appuyés les uns contre les autres en réalisant une texture à tendance intersertale. La mésostase est un assemblage microcristallin de quartz, feldspath, chlorites, ces dernières pouvant envahir toute la roche. Les granules de minéraux opaques et d'épidote sont nombreux. De grandes plages de chlorite et d'oxydes de fer, aux formes régulières, peuvent correspondre à des pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène, biotite ?). A la Perrière, ces kéraatophyres renferment de nombreuses petites amphiboles sodiques (riébeckite).

D'un point de vue chimique (J. Plaine, 1976), ce sont des roches riches en silice (plus de 60% de SiO_2), beaucoup plus sodiques que potassiques, le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ étant supérieur à 4, mais pauvres en CaO , MgO et MnO . La texture microlitique porphyrique, la présence de minéraux de basse température et un chimisme sodique à hypersodique permettent de ranger ces roches parmi les quartz-kéraatophyres, sans qu'il soit possible de préciser s'il s'agit de paléotrachytes comme le laisse penser bien des caractères.

Sur le flanc nord du synclinorium de Laval, ces kéraatophyres se retrouvent dans la bande Argentré-Vaiges, mais en moindre abondance ; en particulier dans la partie supérieure de la coupe de la station d'épuration de Vaiges où ils sont trop peu épais pour être figurés à l'échelle du 1/50 000.

†K². Tufs kéraatophyriques. Ces roches sont peu abondantes et affleurent mal. Elles constituent de minces bandes d'affleurement au Nord d'Entrammes. Ce sont des tufs épiciastiques, voire des tuffites, de teinte ocre à violacée, dans lesquels on retrouve des éléments des coulées kéraatophyriques sous-jacentes, englobées dans une matrice terrigène. Ils peuvent être interprétés comme les produits de l'érosion de ces coulées, redéposés quasiment sur place, avant le dépôt des faciès terrigènes de la Formation de l'Huisserie. Des tufs kéraatophy-

riques ont été également observés dans la partie supérieure de la coupe de la station d'épuration de Vaiges où leur faible épaisseur n'a pas permis de les représenter sur la carte.

tfK3. Tufs spilitiques. La bande de roches volcaniques à chimisme intermédiaire à basique qui se suit depuis le Bignon-du-Maine jusqu'à l'angle Sud-Est de la feuille est essentiellement constituée de volcanoclastites. Sur la feuille à 1/80 000 La Flèche, elles n'ont pas été reconnues et figurées comme "culm inférieur métamorphique". Leur cartographie est nouvelle et nous empruntons l'essentiel des descriptions à A. Le Hérissé et J. Plaine, 1982. Elles sont essentiellement formées de tufs et brèches autoclastiques, de teinte gris-vert foncé, violacée à l'altération, généralement schistosées. Leur texture est microgrenue porphyrique.

Les brèches correspondent à la fragmentation *in situ* des laves basiques ; la longueur de leurs éléments peut atteindre 10cm. Au Sud-Ouest de Préaux, à la Grémillière, elles présentent un faciès particulier hyaloclastique et globulaire, très affecté par la schistosité. La matrice des brèches est constituée de chlorite, d'albite, de granules de sphène et d'épidote, de quartz et d'hydroxydes de fer. Elle renferme des globules de forme irrégulière, de 100 à 200 µm de diamètre, souvent écrasés dans le plan de schistosité. Ces globules présentent un cortex opaque, entourant une partie centrale quartzo-feldspathique ; ils sont accompagnés de rares phénocristaux de plagioclases clastiques, largement saussuritisés, à contour souligné par un liseré d'oxydes de fer. Ces brèches sont dues à la fragmentation de laves au contact du milieu aquatique.

Beaucoup plus abondants que les brèches, les tufs ont l'aspect de schistes violacés homogènes. Le fond microcristallin est essentiellement constitué de quartz, de chlorite, d'épidote et de calcite. Les éléments clastiques sont principalement des feldspaths et parfois des fragments de verre ou de lave arrondis. ces tufs contiennent localement de la prehnite qui, associée à la chlorite, indique une altération hydrothermale. Ils renferment localement des passées de tuffites, hétérométriques, à éléments de volcanites basiques dans une matrice sédimentaire constituée de quartz, de séricite et de chlorite.

K³. Spilites massives prédominantes. Des coulées de laves à caractères spilitiques ont été observées à l'intérieur des tufs spilitiques, dans toute la longueur de la bande d'affleurement formée par ces derniers. Seules les coulées ou groupes de coulées les plus épaisses ou les plus étendues ont été figurées sur la carte. Elles sont constituées par des roches sombres gris verdâtre à vert olivâtre, violacées à brun foncé à l'altération, aphanitiques ou à phénocristaux de feldspath de la taille du millimètre. Fréquemment, elles renferment de petits globules vert clair à vert pistache, vitreux, d'un diamètre inférieur au centimètre. Leur aspect est généralement massif, mais elles présentent localement un débit en coussins (*pillows*), caractéristique d'un épanchement sous marin ; par exemple dans le massif de Saulges, sur les bords de l'Erve, au débouché du ruisseau de Langrotte et au moulin du Pin, au Sud-Est de Préaux, (affleurement non figuré par la teinte des laves et la notation K³, mais par une étoile sur la teinte h1b-2b) La coupe du moulin du Pin a été décrite en détail par A. Le Hérissé et J. Plaine (1982).

Au microscope, les laves ont une texture microlitique fine, porphyrique ou intersertale. Elles sont parfois amygdalaires ; la fluidalité, apparente surtout dans les faciès porphyrique, est généralement discrète. Les phénocristaux feldspathiques sont du plagioclase, intermédiaire entre le labrador et l'andésine ; ils sont fréquemment altérés et remplacés par un assemblage d'épidote, de quartz et de chlorite. Les microlites sont de même nature que les phénocristaux. La mésostase, microlitique à felsitique, est constituée de menus cristaux de feldspath, quartz, chlorite, séricite, minéraux opaques, leucoxène et ilménite. Elle renferme fréquemment de l'épidote et de la calcite secondaire, la roche ayant souvent subi une altération hydrothermale.

Le tableau n° 1 présente l'analyse chimique de deux échantillons de laves du moulin du Pin.

Une datation radiométrique a été effectuée sur les laves massives du moulin du Pin (méthode K/A ; J. Macé *in* A. Le Hérisse et J. Plaine, 1982). L'âge de 310 ± 6 M.A., est, comme l'indique habituellement cette méthode, celui de la structuration majeure de la série, entre le Westphalien et le Stéphaniens et non sur celui de son dépôt. En effet, au moulin du Pin, les laves sont remaniées dans les couches inférieures de la Formation de Sablé dont la base est datée du Tournaisien supérieur (A. Pelhate, 1979).

Poudingues et brèches volcaniques à éléments de roches volcaniques basiques. Au Nord de Beaumont Pied-de-Boeuf, en bordure de la Vaiges, affleure un poudingue à éléments de laves basiques de la taille du centimètre à celle du décimètre. Schistosée, la matrice de ce conglomérat a une origine volcanique, tuffacée plutôt qu'effusive. Elle est très recristallisée en chlorite et en prehnite.

h1b. Tournaisien supérieur, Formation de Changé (Grauwacke à Paléchinides). Sur la bordure méridionale du synclinorium de Laval, la Formation de l'Huisserie est surmontée par des couches grés-silteuses souvent fossilifères (Crinoïdes, Brachiopodes, Echinides) qui renferment quelques passées faiblement carbonatées. Ces couches ont été groupées sous le nom de Grauwacke à Paléchinides par D. Oehlert en 1898, puis sous celui de Formation de Changé (localité située au Nord de Laval) par J. Plaine (1976). Le sens ardennais du terme grauwacke : grès à cavités formées par la dissolution de fossiles, n'est plus admis actuellement et le second terme doit être préféré au premier. Cette formation affleure au Sud de Forcé, à Parné-sur-Roc et autour du synclinal de Grez-en-Bouère, dans la partie méridionale de la feuille.

Le faciès le plus caractéristique de la Formation de Changé est un grès fin à grossier, ocre ou brun verdâtre à l'altération. Ces grès sont interstratifiés avec des siltites, prédominantes, mais affleurant rarement. Ces siltites sont verdâtres, rougeâtres ou plus rarement gris bleuté ; elles sont fréquemment micacées et constituées principalement de séricite et de chlorite. Plus fréquemment granoclassée que la Formation de l'Huisserie, la formation de Changé serait en grande partie constituée de turbidites (A. Pelhate-Peron, 1972). Au sommet, elle passe progressivement au Calcaire de Laval, par enrichissement en carbonates. Elle pourrait être en partie contemporaine de la base du Calcaire de Sablé (A. Pelhate-Peron, 1972) et dans la vallée de la Mayenne, elle a été datée du Tournaisien supérieur (*cf.* "grauwacke de Saint-Berthevin ; zones Tn3b-c ; A. Pelhate *in* P. Morzadec *et al.*, 1979). Son épaisseur a voisine 100 m.

Calcaires de Sablé et de Laval

Au Tournaisien supérieur (Argentré et Changé) et surtout au Viséen inférieur et moyen, le Bassin de Laval a été le siège d'une sédimentation carbonatée. Les différents faciès calcaires ont été regroupés par D. Oehlert (1880 et 1882), Y. Milon (1928), G. Delépine (1956) et A. Pelhate-Peron (1972) sous le nom de deux formations, à distribution géographique différente: le Calcaire de Sablé, au Nord-Est d'une ligne approximative Changé-Sablé recoupant la carte en diagonale du Nord-Ouest au Sud-Est, et le Calcaire de Laval, au Sud-Ouest de cette ligne qui correspondrait à une flexure (A. Pelhate-Peron, 1972). Le Calcaire de Sablé comprend des faciès bioclastiques riches en faunes et oolithiques; le Calcaire de Laval est caractérisé par la présence de faciès récifaux waulsortiens et des biomicrites à débris crinoïdiques.

h1b-2b. Tournaisien supérieur à Viséen moyen. Formation du Calcaire de Sablé. Le Calcaire de Sablé, terme créé par D. Oehlert (1882), a été défini par A. Pelhate-Peron (1972), malgré une assez grande variation lithologique locale, comme un calcaire généralement lité, fossilifère et constitué en grande partie par des faciès organoclastiques riches en Foraminifères et en Algues (Chlorophycées, Rhodophycées), Ostracodes, Bryozoaires, Coelentérés (Rugosa, Tabulata), révisés par C. Vuillemin (1986). Sa teinte est généralement grise à noire et il est fréquemment cloisonné par des veinules de calcite blanche. Il se présente en bancs décimétriques à métriques, parfois séparés par des interlits schisteux, plus rarement, en masses de plusieurs mètres d'épaisseur. Les faciès oolithiques ou pseudo-oolithiques sont fréquents. Il affleure principalement en carrière, à Vaiges, La Cropte et Saulges, localité connue pour ses grottes et ses falaises calcaires. La plupart des carrières présentant encore un front de taille en bon état ont été décrites par A. Pelhate-Peron (1972) à qui nous emprunterons l'essentiel des données ci-dessous. Cet auteur a établi une stratigraphie de la formation d'après les associations de Foraminifères et distingué 6 zones mises en corrélation avec celles du Dinantien de Belgique.

La zone I (Tournaisien supérieur; Tn3c), à *Archaeosphaera minima*, *Earlandiidae*, *Tetraxis* et *Eutextularia diversa*, n'a pas été reconnue sur la feuille mais identifiée de part et d'autre à Argentré et Solesmes où elle correspond à des dépôts bioclastiques en eau peu profonde et bien oxygénée.

La zone II est représentée à la base de la carrière des Fourneaux, à Saint-Pierre-sur-Erve, par un calcaire gris clair riche en brachiopodes (*Spiriferinae*; *Delepinea comoides*), Algues et Crinoïdes, faiblement dolomitisé dans ses 10m inférieurs; plus massif et contenant des Polypiers solitaires (C. Vuillemin, 1986) dans les 10m suivants. Ce calcaire est un faciès latéral du Calcaire de Sablé s.s., défini par D. Oehlert (1882); il s'en distingue en particulier par sa richesse en endoclastes, produits du remaniement de boues carbonatées. L'association de foraminifères (*Pachysphaera dervillei*, *Earlandiidae*, *Ammodiscidae*, *Ozawainellidae*, etc.) rattache cette zone à la partie inférieure du Viséen inférieur (V1a du Dinantien belge).

La zone III correspond à la partie médiane de la carrière des Fourneaux, assez massive, à nombreux corpuscules de calcite cryptogrenue; à faciès pseudo-oolithique au sommet. L'association de foraminifères est caractérisée par l'apparition des *Archaeodiscidae* (*Propermodiscus*; *Permodiscus*) caractérisant la partie supérieur du Viséen inférieur (V1b).

La zone IV est représentée au sommet de la carrière des Fourneaux par un calcaire micro-organoclastique, bien lité (bancs de 0,60 à 0,80 m), passant vers le haut à un calcaire crinoïdique, plus massif à coraux (C. Vuillemin, 1986), l'ensemble ayant une dizaine de mètres d'épaisseur. L'abondance des genres *Propermodiscus* et *Permodiscus*, la présence d'*Archæodiscus krestovnikovi* et l'apparition de l'Algue *Koninckopora inflata* rattache ces couches à la partie inférieure du Viséen moyen (V2a). Cette association a été aussi identifiée à la base de la carrière orientale de la Foucaudière, à Chéméré-le-Roi, constituée par des bancs de calcaire organoclastique.

La zone V a été reconnue à la Foucaudière et à Vaiges, au sommet de la carrière de la Massuardière (face à L'Hommée) ainsi qu'à la base de celle de Bonne Fontaine. A la Foucaudière, les calcaires purement organoclastiques, renfermant des intercalations à grands débris algaires (Dasycladacées, en particulier *Koninckopora inflata*) laissent la place à un dépôt mixte oolithique et bioclastique (carrière occidentale).

A la Massuardière, le calcaire, essentiellement bioclastique est particulièrement riche en débris de crinoïdes. A la Bonne Fontaine, la roche, à oolithes, pellets endoclastes et agrégats microscopiques est litée ou massive. La présence de *Koninckopora inflata*, l'apparition des *Cribrostomum*, de *Plectogyra omphalota minima* et la présence d'*Archæodiscus* à nodosités (Bonne Fontaine) permettent de rapporter ces affleurements à la partie supérieure du Viséen moyen (V2b), le Viséen supérieur (V3a) étant peut être représenté au sommet de la carrière de Bonne Fontaine.

h2a-b. Viséen inférieur à moyen. Formation du Calcaire de Laval. Au Sud d'une ligne Changé-Sablé, les calcaires dinantiens reposent sur la Formation de Changé. Ils sont différents du Calcaire de Sablé et leur faciès sont regroupés sous le nom de Calcaire de Laval (D. Oehlert, 1882), pauvre en microfaune et en macrofaune, en dehors des débris de crinoïdes et de teinte variable, grise, verte ou rose. Au Calcaire de Laval s.s., à faciès "amygdalaire souvent schisteux", Y. Milon (1928) a associé les calcaires à veines bleues (faciès waulsortien). En outre, il a démontré que ce calcaire est en grande partie contemporain du Calcaire de Sablé et interprété les calcaires lités gris-bleu de Forcé comme un "faciès d'accompagnement" des récifs waulsortiens. Sur la feuille, le Calcaire de Laval se présente essentiellement sous trois faciès: calcaire lité de Forcé qui affleure dans cette localité et à Parné-sur-Roc; calcaire silicifié (h2Si), formant une longue bande d'affleurement de Forcé à La Cropte et calcaire waulsortien (h2W) du synclinal de Grez-en-Bouère, au Sud de la feuille.

Sous la notation h2a-b nous avons figuré essentiellement le calcaire lité de Forcé. C'est un calcaire gris à noir, souvent putride, en bancs silteux peu épais ou plus massifs et beaucoup plus riches en carbonates. Il est généralement dolomitique et constitué de micrite (A. Pelhate-Peron, 1972). A l'exception de quelques passées de pélites à Spongiaires dans sa partie supérieure, liées selon ce dernier auteur à des phénomènes volcaniques de type explosif et à un apport terrigène plus important, le calcaire de Forcé est peu différencié et très peu fossilifère.

Aux environs de sa localité éponyme, le Calcaire de Laval a été daté par des Conodontes (A. Pelhate-Peron, 1972) : zone à *Anchoralis*, *interregnum Anchoralis-bilineatus*, zone à *Bilineatus*, indiquant un âge Viséen inférieur à Viséen moyen (V1 à V2b de l'échelle belge).

h2W. Faciès waulsortiens (calcaires récifaux). Des calcaires massifs, gris à roses, à veines bleues, décrits par G. Delepine et Y. Milon (1922), Y. Milon (1928) et A. Pelhate-Peron (1972) à qui nous emprunterons l'essentiel des descriptions suivantes, affleurent dans le synclinal de Bouère, au Sud de la feuille. Ils ont été exploités en marbrerie, mais toutes les carrières situées sur la feuille sont actuellement noyées. Le fond de la roche est formé de micrite à Fenestellidés (Bryozoaires), les veines bleues étant constituées de calcite spathique dont la cristallisation aurait été favorisée par la présence de coussins d'algues molles, non fossilisés. Cet ensemble calcaire massif formait plutôt des bancs sous marins que de véritables récifs. Les biohermes étaient entourés et recouverts par des calcaires à débris de Crinoïdes. La sédimentation calcaire s'est achevée par le dépôt de schistes calcareux lie-de-vin à délits schisteux qui représentent un faciès d'envasement des biohermes. Plus au Sud, sur la feuille voisine de Château-Gontier, des fronts de carrière encore visibles ont permis à E. Houlgatte *in* R. Brossé et al. (1987) d'établir une succession lithostratigraphique plus fine qui pourrait encore s'appliquer à l'unité cartographique h2W représentée sur la carte.

h2Si. Calcaires viséens silicifiés. Dans leur partie supérieure, le Calcaire de Laval et plus rarement le Calcaire de Sablé sont partiellement ou entièrement silicifiés. La silicification peut être diffuse, en accidents siliceux bien délimités, en niveaux lenticulaires ou encore massive comme dans la longue bande d'affleurements qui se suit de Forcé à la Cropte et constitue un bon niveau repère en cartographie. La silicification est particulièrement importante au Sud-Ouest de La Cropte où elle a été excavée en carrière où travaux de recherches, son épaisseur atteignant peut être plusieurs dizaines de mètres.

Le faciès de ces calcaires silicifiés est assez caractéristique: c'est une roche grise à l'état frais, dure, se débitant en parallélépipèdes ou en petits moellons; beige jaunâtre, localement ocre et ferrugineuse, friable et finement poreuse à l'altération. Au microscope, elle apparaît constituée de microquartz contenant quelques fossiles silicifiés (tiges d'encrines principalement). Les vides correspondent souvent à la dissolution de fossiles calcaires.

Dans le Calcaire de Sablé, les accidents siliceux (cherts) se présentent sous forme de rubans de teinte sombre (Les Petits Auvers, dans le massif de Saulges; à Vauvieux, le long de la Vaiges au Nord de Préaux) ou en rognons clairs, riches en empreintes de Crinoïdes (Toussichet, le long de l'Erve au Nord de Ballée; Les Geslinières, au Sud de Saint-Pierre-sur-Erve). Des accidents semblables avaient été décrits par D.P. Oehlert (1911, p. 604) à Juigné-sur-Sarthe, le long du ruisseau de l'Arche (feuille à 1/50 000 La Flèche).

h2Br. Brèche périrécifale. En rive gauche de la Jouanne, à proximité de la limite nord de la carte, au dessus d'un niveau de calcaire silicifié, une brèche calcaire monogénique massive affleure sur une quarantaine de mètres de longueur et 4 à 5 m de haut. De taille centimétrique à décimétrique, les éléments sont constitués de calcaire plus ou moins silicifié, de teinte claire ou foncée. Ils sont mal classés. Abondante, la matrice est carbonatée. De place en place on observe sur quelques centimètres un microlitage régulier ou contourné, difficile à interpréter. La roche est très dure et parcourue de nombreux filonnets de calcite spathique. Une recherche de Conodontes a été négative. Par son faciès et le contexte régional cette roche peut être interprétée comme une brèche périrécifale (D. Rabu, indication orale).

h2c-3. **Viséen supérieur-Namurien. Formation des schistes de Laval.** Dans la partie centrale du synclinorium de Laval, les Schistes de Laval affleurent sur de très larges surfaces. Ils correspondent à une séquence essentiellement détritique à siltites et wackes fines.

Généralement, les Schistes de Laval donnent des affleurements médiocres dans les talus et les fossés, sous des limons d'altération beiges, plus ou moins sableux et argileux, parfois bariolés d'ocre. Les meilleurs affleurements peuvent être observés à la Guichardière, au Nord de La Bazouge-de-Chéméré et à La Pinelais, au Sud-Est de Soulgé-sur-Ouette. La discontinuité des affleurements, de nombreux plissements, des plis d'ordre hectométriques à kilométriques difficiles à reconstituer et une lithologie très monotone ont fait obstacle à l'établissement d'une succession lithostratigraphique. La partie la mieux connue est la base de la formation qui débute par des des niveaux micro-conglomératiques à matrice tuffacée abondante et éléments dispersés (éléments schisteux anguleux; quartz arrondis, fragments de cherts siliceux du Calcaire de Sablé sous jacent) qui correspondent vraisemblablement à des écoulements de débris. Un peu plus haut dans la série apparaissent des conglomérats à éléments variés: quartz, débris de roches éruptives, calcaires, fragments charbonneux). Des lentilles charbonneuses, sont fréquemment intercalées dans ces conglomérats. Les plus importantes d'entre-elles renferment de la houille et de l'antracite qui ont été exploitées au siècle dernier à Bazougers, La Bazouge de Chéméré, Chéméré-le-Roi, Ballée (La maison Neuve et Le Grand Rousson) et Epineux-le-Seguïn (voir le paragraphe sur les matériaux du sous-sol).

A La Mardelle, au Nord de Bazougers et à la Guichardière on observe des "grauwackes décalcifiées fossilifères". Dans la dernière localité, ils ont livré des trilobites (*Phillipsidae*)

Dans le détail, les successions lithologiques sont très variables, les alternances wackes-siltites étant très irrégulières. Assez immatures, ces matériaux contiennent du quartz, des feldspaths potassiques et des plagioclases entourés par une matrice fine constituée principalement de séricite et de chlorite. Ils sont assez fréquemment micacés. Les fossiles sont rares: Brachiopodes mal conservés et débris de plantes. Sur les feuilles voisines de Laval et de Loué, les niveaux charbonneux ont localement livré une flore fossile assez riche en sphénoptéridés comprenant des fossiles directeurs du Viséen supérieur et du Namurien A (*Sphenopteris adiantoides*, *Mesocalamites*, *Sphenophyllum tenerrimum*, C. Roy, 1979). Les schistes de Laval se terminent par une surface d'érosion qui s'est façonnée depuis le Carbonifère, jusqu'à l'époque actuelle.

FORMATIONS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES

Grès et ferruginisations cénozoïques

Grès lustrés résiduels, souvent éolisés, en blocs isolés ou inclus dans une formation superficielle sablo-limono-argileuse (roches figurées par une surcharge de points rouges). Ça et là sur les plateaux, principalement d'Entrammes au Bignon-du-Maine et à Meslay, on observe des blocs ou cailloux de grès d'un faciès nettement différent des grès paléozoïques. Ils ont été étudié par F. Ménillet (*in* L. Fleury *et al.* à paraître) auquel nous emprunterons l'essentiel des descriptions suivantes. Ils se reconnaissent par la présence de grains de quartz grossiers de 1 à 2 mm de diamètre, de forme subarrondie à

subanguleuse, flottant dans une matrice de grès fin dont la cassure peut présenter un aspect lustré. Ce grès fin a fréquemment un ciment siliceux cryptocristallin peu abondant et souvent pigmenté de noir, probablement par des oxydes de fer et de titane. De place en place les grains sont largement nourris et la texture devient quartzitique. Ils n'ont pas été observés en place dans des sables, mais leur faciès rappelle celui de certains grès "perrons" et grès "ladères" de la partie Sud-Ouest du bassin de Paris, débris probables d'une ancienne carapace siliceuse de type silcrète (L. Rasplus, 1978 ; M. Thiry, 1981 ; M. Thiry *et al.*, 1983). Ils peuvent reposer directement sur le socle ou ses faciès d'altération, "flotter" à la surface de placages sableux, ne présentant pas toujours la même granulométrie ou encore être inclus dans une formation superficielle sablo-limono-argileuse. Ils forment la charge caillouteuse de celle-ci, en compagnie ou non de fragments de grès paléozoïques.

Les cailloux et blocs de grès superficiels sont fréquemment éolisés, avec des formes parfois très caractéristiques en "*dreikanter*" ou "gomme usée" et une surface polie mais mate et bosselée à creux aussi usés que les parties en relief. Cette éolisation pourrait être rapportée aux périodes froides du Quaternaire, comme celle qui a été décrite par L. Dangeard et P. Bassompierre (1943) et G. Mary (1964) dans le bassin alluvial de la Sarthe.

Age des grès superficiels. Dans le nouveau lotissement situé à l'Ouest de Meslay, certains blocs renferment des fragments de Lamellibranches silicifiés (Inocérames ?) et des débris de silexites contenant des traces de microfaune mal conservée : Silisponges, Radiolaires probables, une Hedbergelle probable et une forme proche des Hétérohélicidés (détermination C. Monciardini). Ces débris de silexites pourraient provenir d'une formation marine, d'âge crétacé post-néocomien, peut-être des craies à Inocérames de la Sarthe et de l'Anjou, connues seulement à l'Est de la Sarthe. Ce remaniement n'a donc pu se faire après l'enfoncement, au Quaternaire, du réseau hydrographique. Cette fourchette d'âge, post-néocomien - anté-Quaternaire, est compatible avec l'âge tertiaire, classiquement attribué à ces grès. L'âge bartonien qui leur est parfois attribué ne peut être cependant confirmé, d'autant plus que des sables attribués au Pliocène sont constitués par le même matériel détritique que les grès. Des arguments paléontologiques plus précis seraient nécessaires pour préciser l'âge de ces grès superficiels.

"Roussards", grès ferrugineux (roches figurées par des traits obliques rouges, en surcharge). Des grès ferrugineux de teinte ocre, brun rouille à noire, s'observent dans les sables attribués au Pliocène, mais également à la surface du socle. Meubles ou durs, ils sont généralement assez grossiers, et prennent par places l'aspect d'un poudingue. Les oxydes de fer sont essentiellement localisés dans le ciment. Dans les sables, ils peuvent être en place et former des lentilles subhorizontales suivant une discontinuité de la stratification ou recoupant celle-ci, lorsqu'elle est oblique. L'épaisseur de ces lentilles peut atteindre plusieurs décimètres. A la surface des Sables ou sur le socle, ils apparaissent en cailloux résiduels. Ils peuvent renfermer des débris de socle et des grains de quartz provenant de l'altération des grès et siltites du Paléozoïque. L'âge de cette ferruginisation n'est pas connu avec précision ; nombre d'entre-elles pourraient dater de la fin du Pliocène ou des périodes tempérées du début du Quaternaire.

"Bétain", conglomérat à ciment ferro-manganique (Quaternaire). Constitué par une accumulation d'oxydes de fer et de manganèse à la base des formations superficielles et des limons, le bétain a un aspect très différent des roussards. La matière ferro-manganique ne se présente pas seulement en ciment, mais également en concrétions isolées, reliées par des ponts de même nature ou subjointives. De teinte noir mat, elle tache les doigts. Le reste de la roche est constitué par des débris lithiques divers, souvent de petits gélifracsts, et du limon, du sable limoneux ou du limon argileux indurés. Les parties limoneuses ont un aspect terreux. La composition de la roche dépend du milieu où les oxydes de fer se sont mis en place : limons, altérites, formations résiduelles, formations de gélifluxion ou cailloutis cryoclastiques. La taille des concrétions peut atteindre le centimètre. La dureté du bétain est variable ; elle peut être importante quand la proportion de matière ferro-manganique dépasse 50% du volume de la roche et dans certaines régions du bassin de Paris, il a été utilisé comme pierre de taille (cf. "grison" du Perche).

Le bétain a été principalement observé à l'Est et au Sud-Est de Parné-sur-Roc, au Nord-Ouest du Bignon-du-Maine et au Sud-Ouest de Meslay. Il est généralement localisé sur des versants en pente douce ou des fonds de vallons mal drainés et son aire de répartition est certainement plus étendue que celle qui a été figurée sur la carte. En relation avec la topographie actuelle, le bétain s'est formé au Quaternaire récent. Il est dû au lessivage pédologique du fer dans des limons et formations superficielles, en milieu hydromorphe et mal drainé.

p. **Sables et graviers de plateaux, d'âge pliocène présumé**

A la surface des plateaux, des sables généralement grossiers, fréquemment accompagnés de galets, occupent de très larges surfaces, en particulier le long d'une bande oblique, orientée WNW-ESE, suivant sensiblement une zone d'affleurement des calcaires carbonifères. En effet, ces matériaux, essentiellement constitués de quartz, sont souvent piégés dans le karst ouvert dans ce calcaire. Une étude sédimentologique de ces sables et graviers, postérieure aux levers (L. Fleury *et al.* à paraître) a permis d'en distinguer plusieurs types, difficiles à distinguer en cartographie.

Le premier type est constitué de sables fins à moyens, connus à Thévalles au Sud de Laval (feuille de Cossé-le-Vivien) où ils sont recouverts par des marnes à faune, microfaune et microflore d'âge éocène supérieur (D. et P. Oehlert, 1911 ; G.F. Dollfus, 1921 ; M.F. Pierre, 1959 ; R. Rey, 1959 ; M.F. Ollivier-Pierre, 1963 et C. Cavalier, 1979). Ces sables n'ont pas été identifiés avec certitude sur la feuille. Il est cependant possible que les sables argileux gris à débris végétaux recoupés dans le sondage 1-24, jusqu'à une profondeur de 25 m appartiennent à ce type, sans exclure la possibilité d'un âge cénomaniens (cf. sables cénomaniens de Laval ; S. Durand *et al.*, 1973). Le petit affleurement de sable (figuré sur la carte par une étoile), situé à l'embranchement de la route menant à la Malabrière, face à ce sondage pourrait appartenir à la même formation. 750 m au Nord-Est d'Entrammes à la base d'une carrière ayant exploité des sables grossiers rouges, des argiles grises renferment une microflore très riche en pollens de pins (*Pityosporites microalatus*) contenant des pollens d'*Aglaoreidia cyclops* suggérant un âge bartonien sensu lato et du phytoplancton d'âge jurassique remanié (*Cicatricosisporites* et *Cnedidodium*) ; G. Farjanel in L. Fleury *et al.* (à paraître).

Le second type est constitué par des sables mal triés, assez fins à grossiers, renfermant des passées graveleuses. Leur stratification est subhorizontale ou faiblement inclinée. Les grains et graviers de quartz ont, pour la plupart, une forme subanguleuse à arêtes émoussées ; quelques uns sont beaucoup plus arrondis. Ces sables renferment fréquemment des intercalations silteuses blanchâtres, grises, brunes ou violacées qui n'ont livré aucun reste organique. Les sables affleurant en carrière à Entrammes, Parné-sur-Roc et au Bois de Bergault, à Arquenay appartiennent probablement à ce type qui rappelle le sable attribué au Pliocène dans la région de Château-Gontier.

Généralement superposé au second, le troisième type est constitué de sables mal triés, graviers et galets dont la longueur peut atteindre 10 cm. Leur stratification est subhorizontale et ils comprennent, au moins dans leur partie supérieure, une fraction silto-argileuse rouge, d'origine illuviale probable. Les sables et les graviers sont constitués principalement de grains de quartz de forme subanguleuse à arêtes émoussées, les galets, également en quartz, comprennent des formes anguleuses à subarrondies, avec une prédominance d'éléments modérément émoussés. Ces sables et graviers se rencontrent sur les parties hautes des plateaux et ils semblent se rattacher à la partie sommitale des "sables et graviers rouges" dont l'âge pourrait être prétingien (C. Cavelier, 1980 ; S. Courbouleix *et al.*, 1987).

Enfin, de Meslay au Sud de Ballée une série d'affleurements exposent un matériel très grossier, avec des blocs de quartz et de quartzite émoussés pouvant atteindre et dépasser 35 cm de longueur. Ils suivent approximativement une zone d'affleurement de calcaire carbonifère. Constitués principalement de quartz, les blocs, galets et graviers prédominent ; localement, ils comprennent quelques blocs et fragments de quartzite et de calcaire silicifié, anguleux ou émoussés. Subhorizontale, la stratification est marquée uniquement par des lentilles de sable grossier, des lits à blocs et gros galets ou encore par des intercalations silto-argileuses. La fraction sableuse est constituée de sables argileux rougeâtres, rosâtres, blanchâtres ou ocres, mals triés, fins à grossiers, de même aspect que les sables des types 1 et 2. Observés au niveau du plateau à l'Ouest de la feuille (parc du château de la Mazure à Forcé, à 96 m environ), ils affleurent à des côtes de plus en plus basses en allant vers le Sud-Est : 74 à 80 m, près de Meslay (Est de Montavalon, silo de la coopérative agricole) ; 60 à 68 m, au Sud-Est de la Cropte, à la Haute Clémaillère et à Vauvineux où elles ont été exploitées en carrière ; 65 m à 1,5 km au Sud-Est de Ballée ; 52 à 55 m plus au Sud-Est (feuilles voisines Château-Gontier et Loué). Ils paraissent jalonner un ancien fleuve, coulant au niveau du plateau, au Sud de Laval et s'encaissant progressivement vers l'Est, pour rejoindre une paléo-Sarthe, dont le cours a pu affouiller rapidement les sables cénomaniens. Ces faciès grossiers ont une granulométrie analogue à celle des alluvions périglaciaires de la Mayenne. Ils pourraient dater du Quaternaire ancien, avant l'encaissement de la vallée de la Mayenne dans la région de Laval.

Une mention particulière doit être faite pour la sablière de la Saulaie, à La Cropte. Des sables et des graviers y sont recouverts par des sables rouges, beaucoup plus fins, à l'inverse de la disposition habituelle. Subhorizontale, à l'Ouest de la carrière à proximité du contact faillé Calcaire-Schistes de Laval, la stratification devient progressivement oblique, avec une inclinaison de 30° vers le Sud-Est, du côté du calcaire. Elle n'a pas les caractéristiques d'un chenal de ravinement et il est probable que ces sables et graviers ont été remaniés à partir du plateau dans une cavité karstique, peut-être par sédimentation progradante, dans un karst ennoyé. Ce remaniement pourrait expliquer l'inversion des faciès fins et grossiers.

Dans ces divers types de sables et graviers, la fraction sableuse ne présente pas de différences suffisantes pour les caractériser. M.F. Ollivier-Pierre (1963) avait déjà signalé cette difficulté et J.P. Clément *et al.* (1986) ont rencontré les mêmes problèmes pour distinguer les sables cénomaniens des sables tertiaires. Ce fait provient probablement qu'au Cénomaniens, au Tertiaire et au début du Quaternaire, les rivières et les mers cotières ont remaniés les mêmes matériaux, vraisemblablement des sables provenant de l'altération des grès paléozoïques, sans leur donner un cachet particulier (L. Fleury *et al.* à paraître).

Alluvions anciennes, disposées en terrasses, de la Mayenne, de la Jouanne et de l'Erve

Seules les vallées principales, essentiellement la Mayenne, ont conservé des alluvions anciennes, disposées en terrasses au dessus de la plaine inondable. Dans la vallée de la Mayenne 3 terrasses se distinguent nettement. Dans la basse vallée de la Jouanne, près de son confluent avec la Mayenne, seule la basse terrasse a été conservée. Dans la vallée de l'Erve, quelques lambeaux d'alluvions anciennes ont été reconnus. Cette rivière ne dépendant pas de la Mayenne et ces alluvions se situant très à l'amont du bassin versant, il n'a pas été possible de les mettre en corrélation avec celles de la Mayenne. Nous les avons noté Fw-x. En l'absence de bons critères chronologiques, l'âge précis de ces alluvions n'est pas connu. Le contexte régional permet de les placer dans le Pleistocène, les hautes terrasses étant plus anciennes que les basses terrasses. Toutes ces alluvions ont un faciès périglaciaire.

Fw-x. Alluvions anciennes de l'Erve: lambeaux résiduels de sables et de graviers. Trois petits lambeaux d'alluvions ont été recoupés par la tranchée de l'autoroute Le Mans-Laval. Deux sont situés une vingtaine de mètres au dessus de l'étiage de l'Erve ; le troisième est beaucoup plus bas mais correspond vraisemblablement au même matériel soliflué. Ce dernier est constitué principalement de galets de quartz et de quartzite. Un lambeau de même lithologie et situé également une vingtaine de mètres au dessus de l'étiage de l'Erve a été reconnu plus en aval, au Moulin des Moines.

Fw. Alluvions de la haute terrasse, 20 à 40 m au dessus de l'étiage de la Mayenne : sables, graviers et galets. Les alluvions de la haute terrasse forment des affleurements étendus à l'Ouest de Villiers-Charlemagne, près du hameau de la Jarriais. Elles affleurent en rive droite de la Mayenne, dans une petite carrière située à gauche du chemin menant à la ferme du Buron, 1 km à l'Est de Saint-Sulpice (carrière non figurée sur la carte), sur une hauteur de 3 m environ. Elles sont constituées de sable grossier rougeâtre à galets épars et passées graveleuses à galets. Subhorizontale, la stratification est peu marquée. Dans la fraction grossière, les galets de quartz, remaniés des formations pliocènes, sont prédominants. Les galets de siltites et de grès lités sont très altérés ; les plus gros d'entre-eux ont une dizaine de centimètres de longueur. Des plaquettes de schistes anguleux encore plus grossières les accompagnent. La fraction sableuse (40 % environ) est constituée de sable assez mal classé (0,2 à 2 mm ; mode peu marqué à 0,8 mm) ; la fraction fine (inférieure à 0,02 mm) est peu abondante : 1 % environ.

Fx. Alluvions de la moyenne terrasse, 8 à 20 m au-dessus de l'étiage de la Mayenne : sables, graviers et galets. Ces alluvions affleurent largement à l'Ouest de Villiers-Charlemagne entre la Maillardière et la Filoyère, au Sud-Est de Saint-Sulpice et, plus en amont, au dessus de l'écluse de la Fosse. Dans ce dernier secteur, entre la Fromentière et le Pressoir (commune d'Origné), ils sont exploités de manière épisodique en carrière. Le front de taille, haut de

4 m, expose des sables grossiers à graveleux, rougeâtres, à nombreuses passées grossières, à éléments et petits blocs de grès, quartzites, siltites et volcanites, émoussés, subanguleux ou anguleux. Un bloc de grès paléozoïque atteint la longueur de 25 cm. La stratification est horizontale ou oblique. La fraction sableuse (20 à 25 % du matériau) est assez grossière et mal triée (0,3 à 2 mm ; mode peu net à 0,125 mm). 2 km plus au N-NW, entre la ferme de la Bourdaiserie et l'écluse de la Benâtre une petite carrière a exploité un lambeau d'alluvions non figuré sur la carte, constitué par le même matériau sablo-graveleux, mais moins riche en intercalations grossières. Constitués de grès quartzitique, de calcaire carbonifère et de grès tertiaire, les blocs sont parfois très gros, leur longueur pouvant dépasser 30 cm.

Fy. Alluvions de la basse terrasse, 2 à 6 m au dessus de l'étiage de la Mayenne : sables et graviers. Ces alluvions forment de longs replats de part et d'autre de la Mayenne, en amont de la cluse rocheuse dominée par le château de la Roche, ainsi que dans la vallée de la Jouanne en amont d'Entammes. Elles sont constituées par un matériau semblable aux alluvions Fx, mais plus clair et pratiquement dépourvu de fraction fine.

Alluvions et remplissages de fonds de vallons indifférenciés, d'âge holocène

Fz. Sables et petits graviers de la basse Erve et de la Mayenne. Les fonds de vallées, correspondant en général aux lits majeurs des rivières et aux zones inondables, sont occupés par des matériaux accessibles à l'observation, seulement en période d'étiage, dans l'entaille du lit mineur de la rivière. Dans la vallée de la Mayenne et de la basse Erve, les alluvions Fz sont essentiellement sableuses, avec des intercalations et passées de graviers et petits galets. Les fonds des vallées secondaires et des vallons sont habituellement limoneux ou limono-sableux. En fonction de la qualité du drainage, ils sont beiges à brunâtres (sols bruns), panachés ocre et blanc-gris (pseudogley) ou gris et nauséabons (gley). Fréquemment ces trois teintes se succèdent de haut en bas. En moyenne, l'épaisseur de ces limons est comprise entre 0,5 et 2 m.

Les alluvions Fz reposent rarement directement sur le socle. En général, elles recouvrent un matériau plus grossier constitué de sables, graviers et galets dans les vallées et de gélifractions à matrice limoneuse dans les fonds de vallons. Des têtes de vallons aux vallées bien formées, on observe successivement tous les types intermédiaires entre ces deux matériaux, à cachet périglaciaire. Les gélifractions deviennent de plus en plus émoussés tandis que la matrice limoneuse s'enrichit en sable jusqu'à sa disparition. Par exemple, dans le bassin versant du ruisseau du Vassé, à l'Ouest de Meslay, la transition entre la formation de gélifluxion et les alluvions a été observée entre le Plein Chêne et la Herrière, les alluvions restant assez limoneuses en amont de Meslay à l'exception des zones où elles sont constituées exclusivement de matériaux remaniés des sables et graviers pliocènes. Dans ce même secteur, leur épaisseur dépasse rarement le mètre et elles peuvent renfermer des galets d'une longueur supérieure à 20 cm. Ces alluvions grossières correspondent très probablement au remblaiement fini-wurmien postérieur au maximum de la régression marine wurmienne (il y a 25 000 ans environ).

Autres formations

ACE. Limons loessiques, plus ou moins altérés et remaniés. Comme toutes les zones de plateaux du Nord et du centre du Massif armoricain, la région couverte par la feuille Meslay a été largement recouverte de loess pendant les

périodes froides du Quaternaire. Très largement érodés et souvent mêlés par lessivage et gélifluxion aux formations d'altération, ces derniers sont assez bien conservés et reconnaissables lorsqu'ils recouvrent les alluvions d'âge pliocène présumé. Lorsqu'ils sont peu altérés ils apparaissent très homogènes, très doux au toucher ("terre douce"), avec une belle teinte marron claire. Ils sont cependant très fréquemment altérés soit uniquement dans leur parti supérieure qui devient plus argileuse, avec une teinte brun-rouge (*lehm*, sens français), soit sur toute leur hauteur avec des caractères hydromorphes : faciès pseudogley, panaché ocre clair et gris-blanc et même faciès gley, gris à odeur nauséabonde, dans certaines parties du Bois de Bergault. L'épaisseur des limons loessiques est faible et atteint rarement 2 m. Ils sont vraisemblablement récents, d'âge wurmien probable.

U. Tuf d'âge quaternaire récent probable. Dans les zones d'affleurements calcaires, en bas de versant, des sources de déversement d'origine karstiques ont déposé des tufs. Seuls les plus étendus d'entre-eux ont été figurés : dans la vallée de l'Ouette, en aval de Nuillé. Meubles, microcristallins, de teinte beige à miel, ils renferment localement des tiges de végétaux encroûtés, mais mal conservés et des os de cervidés. Entre Saint-Pierre-sur-Erve et les grottes de Saulges, en rive droite, les dépôts de tufs sont fréquents mais trop petits pour être cartographiés. Certains sont inclinés, probablement en relation avec des effondrements karstiques. Leur position en bas de versant, quasiment au niveau du fond de la vallée est le principal argument pour leur donner un âge récent, peut-être holocène.

Formations superficielles diverses (non représentées sur la carte). La plupart des plateaux et des versants sont recouverts par une formation superficielle meuble, d'une épaisseur généralement inférieure à 2 m, constituée essentiellement par des altérites et des matériaux résiduels, plus ou moins soliflués. Elles peuvent être mêlées de limons loessiques altérés et peu reconnaissables.

Sur les grès et sur les flancs des buttes armées par des barres de grès, ces formations sont généralement sablo-limoneuses, beiges à ocres et riches en fragments lithiques. Sur les siltites, elles sont limono-argileuses. Leur teinte est variable et dépend en grande partie de la qualité du drainage. Elles sont beiges à brun beige en milieu bien drainé ; panachées blanc-gris et ocre (faciès pseudogley) en milieu temporaire hydromorphe ; grises ou blanches en milieu constamment hydromorphe ; les trois teintes pouvant se succéder de haut en bas. Les altérites des schistes siluriens et tournaisiens sont fréquemment rouges, très argileuses, avec des veines réduites blanches, le long des racines. Des faciès fins des Schistes de Laval peuvent également présenter une altération rouge (Sud de La Cropte).

Ces diverses formations peuvent renfermer des blocs de grès résiduels, d'âge tertiaire probable comme au Sud-Ouest de Meslay entre le Grand Pineau et la Grande Noë. Les blocs de quartz, d'origine filonienne ne sont pas rares. La base des formations superficielles n'est pas toujours parallèle à la surface topographique ; elle présente souvent une disposition en poches, liée souvent à la gélifluxion quaternaire, mais aussi à l'altération différentielle dans les séries à lithologie variée.

La fraction argileuse des diverses altérites observées sur la feuille est généralement constituée de kaolinite et de minéraux micacés plus ou moins altérés (J. Estéoule-Choux, 1967).

En raison des pédogénèses lessivantes subies par les différentes formations superficielles, leur partie inférieure est souvent enrichie en argile, aux dépens des horizons superficiels.

Les parties inférieures des versants sont souvent tapissées de colluvions sablo-limoneuses à petits fragments lithiques, déposées par les eaux de ruissellement. Ces formations sont généralement très récentes et peuvent dater de l'époque historique (érosion des versants due au défrichement).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Évolution structurale de la région

La feuille Meslay est située dans le domaine centre armoricain qui se suit depuis la péninsule de Crozon jusqu'à la bordure du bassin de Paris. Ce domaine est limité par deux accidents majeurs : l'accident cisailant centre armoricain (ou accident Molène-Moncontour) et la branche septentrionale du cisaillement sud-armoricain (ou faille de Malestroît-Angers). Les terrains paléozoïques peu métamorphiques y sont bien représentés. Dans sa partie orientale, il comprend le bassin carbonifère de Laval. Les intrusions granitiques y sont très peu nombreuses.

Principales structures

Du Nord-Est au Sud-Ouest de la feuille, on distingue trois structures principales :

- l'anticlinorium de la Charnie, représenté par ses replis les plus méridionaux et caractérisé par l'affleurement de terrains cambriens ;
- le synclinorium de Laval qui correspond aux 9/10^{ème} du territoire couvert par la feuille et comprend des terrains d'âge ordovicien à carbonifère ;
- le bloc de Rennes auquel appartiennent les terrains briovériens de l'angle Sud-Ouest de la feuille.

Évolution structurale

Briovérien et orogénèse cadomienne. Les terrains briovériens de cette partie orientale du bloc de Rennes étaient situés très en marge de la zone orogénique cadomienne axée du Trégorrois au Sud du Cotentin. Probablement peu importantes, les déformations qu'ils ont acquises lors des plissements cadomiens sont masquées par la structuration hercynienne, beaucoup plus intense dans cette région (P. Fourmarier *et al.*, 1965 ; P. Fourmarier et A. Pelhate, 1968 ; J. Plaine, 1976 ; L. Dupret et B. Le Gall, 1984). Dans l'hypothèse d'un âge cambrien pour la partie supérieure des assises du Briovérien (B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes *in* R. Brossé *et al.* 1987), donc postérieure à l'orogénèse cadomienne, la partie affleurante de celles-ci n'aurait pu être affectée par les déformations cadomiennes. Dans ce cas, la déformation pourrait être intracambrienne ("éocalédonienne").

Évolution paléozoïque anté-hercynienne. Les dépôts d'âge cambrien certain nous indiquent une zone à forte subsidence au Nord-Est du domaine médio-armoricain, en particulier en Charnie, mais leur contexte géodynamique est

mal connu. A l'Ordovicien, un épisode de distension (C. Noblet, 1984 et J.F. Ballard *et al.*, 1986) paraît avoir affecté l'ensemble du domaine, jouant un rôle important dans le dépôt de la Formation du Grès armoricain, en grande partie contrôlé par la dislocation du bâti briovérien en blocs basculés. Sensiblement normale à la direction armoricaine (actuellement WNW-ESE), cette distension crée une certaine dissymétrie structurale NNE-SSW dont l'influence sur la sédimentation et la tectonique se fera sentir jusqu'au Carbonifère. Elle pourrait être liée à l'important jeu senestre de la faille de Malestroit-Angers dont les effets se feront sentir jusqu'au Dévonien. Selon J. Poncet (1982), des phénomènes de distension NE-SW seraient à l'origine des différenciations paléogéographiques dans le futur bassin de Laval au Dévonien inférieur. Ces phénomènes ont pu favoriser la mise en place de filons doléritiques (C. Castaing *et al.*, 1987). Pendant toute cette période, de l'Ordovicien au Dévonien inférieur, les faciès de plate-forme prédominent cependant, avec des épisodes de sédimentation très homogène indiquant une activité tectonique très faible.

La lacune du Dévonien moyen et supérieur est interprétée soit comme une érosion liée à la "phase bretonne" (phase de plissement dans le synclinal de Châteaulin, J. Rolet, 1982) soit comme une lacune sédimentaire.

Formation du bassin carbonifère de Laval. A la base du Carbonifère, la Formation de l'Huisserie (Tournaisien) montre de nombreux indices d'instabilité et de modifications paléogéographiques :

- discordance cartographique sur les terrains d'âge ordovicien à dévonien,
- variations d'épaisseur importantes et rapides,
- intercalations volcaniques, comprenant du volcanisme basique et du volcanisme acide à caractère continental.

La disposition du bassin et le volcanisme sont les principaux éléments en faveur de l'hypothèse d'une distension, soit normale à l'axe du bassin, soit légèrement oblique et sensiblement NE-SW en prenant en compte la répartition géographique des volcanismes acides et basiques et la limite, plus tardive, entre les deux associations de faciès calcaires du Viséen (Calcaire de Sablé et Calcaire de Laval).

Selon E. Houlgatte *et al.* (à paraître), l'histoire du bassin carbonifère de Laval comprend 4 principaux stades :

- un *stade d'ouverture* en relais distensif, occasionnant un volcanisme acide de bordure et un volcanisme basique de type rift au centre du bassin ;
- un *stade de plate-forme carbonatée* ;
- un *stade de fonctionnement en "pull-apart"* (bassin distensif dans un couloir de décrochement), entraînant la sédimentation détritique et localement phytogène (intercalations charbonneuses) des Schistes de Laval ;
- un *stade de structuration* provoquant la fermeture du bassin, avec plissement et écaillage.

La phase de plissement majeure. Entraînant la fermeture du bassin de Laval (stade de structuration), la phase de plissement majeure de la région, dans le contexte orogénique varisque, se place entre le dépôt des Schistes de Laval (Viséen supérieur-Namurien) et celui des assises stéphaniennes du bassin houiller de Saint-Pierre-la-Cour (feuille à 1/50 000 Laval). Synschisteux, le plissement a affecté l'ensemble des formations, depuis les assises du

Briovérien jusqu'aux Schistes de Laval. D'axe N 110°E environ, les plis sont dans l'ensemble dissymétriques et souvent déversés vers le N-NE. Ils seraient accompagnés d'importants écaillages (E. Houlgatte *et al.* à paraître). La schistosité est généralement proche de la limite schistosité de flux-schistosité de fracture. Ce plissement majeur, d'âge approximatif westphalien, est responsable de la disposition actuelle du synclinorium de Laval et de ses bordures.

La fracturation tardi-hercynienne et les rejeux de failles post-hercyniens. Les plissements hercyniens majeurs ont donné au Massif armoricain une rigidité suffisante pour qu'il réponde aux contraintes de compression par une fracturation (J. Cogné, 1966). Les principales contraintes tardihercyniennes sont subméridiennes, déterminant une fracturation recoupant les structures, selon des accidents de direction N 10 à N 40°E ou N 150 à N 170°E. Ces accidents ont fréquemment un jeu décrochant dextre ou sénestre, le premier mouvement paraissant prédominant sur la feuille Meslay. Nombre de ces accidents ont pu rejouer au cours des temps post-hercyniens où pendant certaines périodes le Massif armoricain a subi des contraintes suffisamment intenses pour se fracturer localement en fossés dont la largeur peut atteindre quelques kilomètres (Eocène supérieur, Oligocène, Miocène ? et Pliocène). Les autres déformations post-hercyniennes sont essentiellement d'ordre épirogénique, en particulier le relèvement du Nord du massif armoricain au Plioquaternaire.

Néotectonique. Au Quaternaire, la région a vraisemblablement subi des basculements épirogéniques comme l'ensemble du Massif armoricain (en particulier le relèvement de la partie septentrionale du massif). Aucun indice de fracturation récente n'a été mis en évidence sur la feuille. Le rejeu d'accidents tardihercyniens paraît toujours possible, le massif armoricain étant actuellement soumis, selon l'étude des mécanismes au foyer et des mesures de contraintes *in situ* (P. Godefroy *in* J. Vogt et C. Weber, 1980), à une compression de direction NW-SE à NNW-SSE.

Aucun épïcêtre de tremblement de terre historique n'est connu sur la feuille et la sismicité instrumentale de 1962 à 1976 n'a pas mis en évidence d'épïcêtre local de magnitude ML égale ou supérieure à 3 (J. Vogt *et al.*, 1979). La zone sismique la plus proche se situe aux environs d'Angers, dans le prolongement de la branche septentrionale du cisaillement sud-armoricain (maximum VII MSK).

Principaux éléments structuraux et discontinuités

Les discordances et les discontinuités paléogéographiques importantes

Sur le terrain, les observations de contacts entre formations sont rares ; les discordances mises en évidence sont donc essentiellement cartographiques. Deux discordances et leur signification structurale sont discutées dans la littérature : entre le Paléozoïque et le Briovérien et entre la Formation de l'Huisserie et les assises de l'Ordovicien au Dévonien. La discontinuité paléogéographique entre les Schistes de Laval et les calcaires du Viséen a également été l'objet d'une interprétation structurale confortée par l'existence de conglomérats remaniant localement les calcaires à la base des schistes A. Pelhate-Peron (1972). Selon E. Houlgatte *et al.* (à paraître), cette discontinuité pourrait être liée à un évènement structural important intra ou fini-viséen.

Le contact Briovérien/Ordovico-Silurien. L'existence d'une discordance entre le Briovérien et l'Ordovicien et plus rarement entre le Briovérien et le Silurien, dans le domaine centre armoricain, est une question discutée depuis plus d'un siècle. Sur la feuille, les mauvaises conditions d'affleurement dans les secteurs de Villiers-Charlemagne et Ruillé-Froids-Fonds ne permettent d'apporter aucun argument décisif. Sur la feuille voisine de Château-Gontier, ce contact a été figuré en faille directionnelle, la partie supérieure du Briovérien étant interprétée par B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes (*in* Brossé *et al.* 1987) comme du Paléozoïque inférieur qui pourrait passer en continuité à la Formation du Grès armoricain, les différences de structuration entre ces deux ensembles étant mises au compte de la distension ordovicienne.

Dans l'hypothèse d'un âge uniquement protérozoïque pour les formations briovériennes, la structuration ante-hercynienne est généralement interprétée comme une manifestation marginale de l'orogénèse cadomienne (J. Cogné 1974).

La discordance de la Formation de l'Huisserie sur les terrains ordoviciens à dévonien. Au Sud-Ouest de la feuille, la Formation de l'Huisserie repose directement sur la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, puis, au Sud du synclinal de Bouère sur les assises du Silurien. Au Nord-Est du synclinorium de Laval, à Saint-Pierre-sur-Erve, son épaisseur est très réduite et elle recouvre des assises du Dévonien inférieur (Formation du Buard). La généralité de la lacune du Dévonien moyen et supérieur dans la région et l'allure transgressive de la Formation de l'Huisserie ne laissent aucun doute sur cette discordance. Supposée par D. et P. Oehlert (1899 et 1900a), l'existence d'un plissement des assises ordoviciennes à dévoniennes antérieur au Dinantien est possible, mais non démontrée. Les différences de structuration observées entre certaines de ces assises et les couches carbonifères peuvent être mises au compte d'une réponse variable selon leur lithologie des diverses formations aux mêmes contraintes ou à des décollements entre ces dernières, en particulier au niveau de la discordance dévono-tournaisienne (E. Houlgatte *et al.* à paraître). A la suite de J. Cogné (1959, 1964 et 1974), J. Plaine (1976) interprète la discordance de la Formation de l'Huisserie comme une conséquence d'un soulèvement d'ensemble de la région entraînant une émergence progressive puis une érosion, en relation probable avec la "phase bretonne", qui se traduit par un plissement accompagné de schistosité dans les assises antecarbonifères du bassin de Châteaulin en Bretagne occidentale (J. Rolet, 1982).

Les structures plissées

Du Briovérien aux Schistes de Laval, toutes les assises ont été affectées par un plissement synschisteux d'âge post-Namurien A et anté-Stéphanien. Dans ces diverses formations des plis sont observables à des échelles variables de l'ordre du mètre jusqu'aux structures majeures telles que le synclinorium de Laval. Les axes de plis sont le plus souvent parallèles à celui du synclinorium (N 115 à N 120°E), mais certains d'entre-eux sont très obliques par rapport à cette direction probablement en relation avec des décrochements tardihercyniens. Des plis obliques aux structures principales s'observent également dans les terrains briovériens mais sans relations apparentes avec la fracturation tardihercynienne. Les plis N 115 à N 120°E sont généralement dissymétriques avec des déversements vers le N-NE et moins fréquemment, vers le S-SW.

La structure plissée majeure est le synclinorium de Laval, partie orientale du synclinorium médian dont la géométrie est principalement connue par la

coupe de la Mayenne (D. Oehlert ; Jourdy, 1912 ; P. Fourmarier *et al.*, 1965 ; P. Fourmarier et A. Pelhate, 1968 et E. Houlgatte *et al.*, à paraître). L'interprétation de ces derniers auteurs montre une disposition complexe à nombreux compartiments séparés par des failles inverses directionnelles et affectés de replis secondaires. Certaines de ces failles sont nettement chevauchantes vers le Nord-Est. Plus à l'Est, dans la partie sarthoise du synclinorium (feuille à 1/50 000 Loué), des replis d'une amplitude voisine du kilomètre sont soulignés par l'affleurement de formations dévoniennes dans les anticlinaux (J.P. Clément et L. Brunel, 1986). Sur le territoire couvert par la feuille, la structure précise du synclinorium est mal connue, les étendues monotones et peu affleurantes des Schistes de Laval et de la Formation de l'Huisserie et les calcaires largement masqués et karstifiés qui les séparent ne laissent guère apparaître sa géométrie. L'inclinaison variable des pendages, parfois subhorizontaux, laisse présumer l'existence de nombreux replis, tels que ceux qui ont été observés dans les anciennes mines de charbon de la Bazouge-de-Chéméré.

Dans la partie orientale de la feuille, le synclinorium de Laval comprend deux structures secondaires d'une largeur plurikilométrique :

- l'*anticlinal de Saulges*, au Nord-Est, armé par des volcanites acides et relayé vers l'Est, après la zone de fractures complexe de la vallée de l'Erve, par les plis plus étroits et plus réguliers de la partie sarthoise du synclinorium ;
- le *synclinal de Bouère*, au Sud, à disposition assez simple et assez régulière, dont la formation a probablement été favorisée par le massif volcanique basique de Beaumont-Pied-de-Boeuf.

La schistosité

Toutes les assises, des formations briovériennes aux Schistes de Laval, présentent une schistosité qui est dans l'ensemble parallèle aux principales structures hercyniennes (N115-N120) et à donc été attribuée à la phase de plissement post-Namurien A et anté-Stéphanien (P. Fourmarier *et al.*, 1965 ; P. Fourmarier et A. Pelhate, 1968 ; J. Plaine, 1976). C'est une schistosité de plan axial, souvent fortement inclinée, évoluant selon la lithologie, de la schistosité de fracture à la schistosité de flux. On observe cependant une certaine dispersion de la direction de la schistosité, notamment une orientation locale E-W, qui peut être attribuée à des virgations des axes de plissement dues au jeu décrochant de nombreuses failles tardihercyniennes (J. Plaine, 1976). Ce dernier auteur a observé dans les faciès silteux des formations paléozoïques une schistosité de fracture ou de crénulation, de même direction que la schistosité principale, mais de pendage différent. Cette schistosité secondaire serait liée à des cisaillements ou à la présence d'un granite en profondeur.

Failles directionnelles et failles chevauchantes

En dehors des grandes coupes obliques ou normales aux structures principales, les failles directionnelles sont rarement observables sur le terrain. L'existence de nombreux plis déversés et serrés laisse supposer la présence d'écaillages. Des failles chevauchantes ont été observées dans la vallée de la Mayenne et celle de la Sarthe dès le début du siècle (D. et P. Oehlert, 1911). Une révision de ces secteurs clés (E. Houlgatte *et al.* à paraître), postérieure aux levers a entraîné une interprétation nouvelle du synclinorium de Laval qui serait découpé en plusieurs lanières par des failles directionnelles chevauchantes vers le Nord.

Fracturation tardihercynienne, oblique ou normale aux structures principales

Bien mis en évidence dans les roches dures par la cartographie, les principaux accidents liés aux contraintes tardihercyniennes subméridiennes sont essentiellement des failles à jeu normal ou décrochant, dextre ou senestre. Ces accidents présentent une assez grande dispersion, mais peuvent être classés en trois groupes :

- failles N 05 à N 45°E, 66 % environ, avec une prédominance des directions N 20 à N 45°E ;
- failles N 155 à N 180°E, 22 % environ, avec une prédominance des directions N 165 à N 170°E ;
- failles N 60°E environ, 10 %, essentiellement représentées au S-E de la feuille.

Cette fracturation apparaît beaucoup plus intense à l'extrémité des principales lentilles de roches volcaniques.

Caractères tectoniques propres des principales formations

Formations briovériennes. Les conditions d'affleurement n'ont guère permis de mettre en évidence les déformations et la fracturation des assises briovériennes affleurant sur la feuille. Le contexte régional permet cependant d'extrapoler les observations faites sur la feuille voisine de Château-Gontier (B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes *in* R. Brossé *et al.*, 1987) et sur celle de Cossé-le-Vivien (J. Plaine, 1976), en particulier sur les coteaux bordant la Mayenne. De largeeur kilométrique à plurikilométrique, les principaux plis sont en harmonie avec les structures du Paléozoïque. Plus accessibles à l'observation, les microplis et petits replis d'ordre décimétrique à décamétrique sont généralement cylindriques, droits à flancs assez redressés ou localement déjetés (fig. 2). Parallèle à l'axe des plis (N 115°E environ), la schistosité est souvent subverticale. Elle prend localement une direction E-W (S-W de Villiers-Charlemagne ; environs de Ruillé-Froids-Fonds). La dispersion de la linéation d'intersection stratification/schistosité dans le plan de la schistosité révèle l'existence d'une déformation de la stratification antérieure à la schistosité selon des plis peu serrés d'axes N 160°E environ.

Formations paléozoïques anté-carbonifères de la partie Sud-Ouest de la feuille (J. Plaine, 1976). L'orientation des plans de stratification y est assez variable, les couches étant plus redressées à proximité des contacts avec les formations briovériennes. Dans les grès, les plis sont généralement isopaques, d'amplitude métrique, à plan axial subvertical ou légèrement déversé vers le Sud. Leur direction moyenne est N 125E, avec une dispersion assez importante (50°). Dans les siltites, les plis sont anisopaques, à flancs amincis et charnières épaissies. D'orientation N 120°E, La schistosité principale présente généralement un pendage vers le Sud, voisin de 85°. Dans les siltites du Silurien, la schistosité de crénelation (orientation N 115 à N 120°E ; pendage 60 à 80°S) est très pénétrative et détermine un débit en "crayons", lorsqu'elle fait un angle important avec la schistosité principale. Les linéations d'intersection entre les schistosités et la stratification sont subhorizontales.

Formations paléozoïques anté-carbonifères de la partie Nord-Est de la feuille (B. Manigault). En limite nord de la feuille des failles décrochantes E-W sont localisées dans la zone de transition avec le massif de la Charnie proprement dit où les plis affectant les assises du Cambrien ont une direction N70E

(G. Mary et R. Giordano, 1987). La coupe de la vallée de l'Erve montre que les bancs de grès du Cambrien et de l'Ordovicien sont très fracturés, tant par des failles directionnelles, décrochantes ou chevauchantes que des failles obliques ou normales aux axes de plis. Les siltites du Silurien sont déformées selon des plis d'une amplitude voisine du kilomètre, déversés vers le Nord, parfois chevauchants, ce qui entraîne des répétitions probables de certaines parties de la série. Les replis d'une largeur de l'ordre du mètre sont nombreux. Localement de petits plis présentent des directions variables, en particulier N 160°E, probablement en relation avec des accidents décrochants tardihercyniens.

Formations tournaisiennes et viséennes du secteur d'Entrammes (J. Plaine, 1976). Dans le secteur d'Entrammes, les plis sont rarement observables. Les plans de dépôts, reconnaissables dans les formations volcaniques par l'empilement des fragments ponçeux et des phénoclastes, ont souvent une allure monoclinale. Les plis construits apparaissent symétriques, à plan axial vertical et axes légèrement inclinés, de direction N 115 à N 130°E. La schistosité principale est de flux dans les siltites et les volcanoclastites riches en matrice ; de fracture dans les roches plus compétentes. Elle est subverticale, de direction N 115°E ; mais s'oriente N 130°E, au Sud de Forcé. La schistosité de crénulation est bien apparente à proximité du contact avec les formations anté-carbonifères. Sa direction est identique à celle de la schistosité principale, mais elle fait avec cette dernière un angle de 20 à 50° et elle pend vers le Nord. La linéation d'étirement est particulièrement marquée dans les volcanoclastites d'Entrammes (fragments de ponces aplatis dans le plan de la schistosité principale, mais non parallèles à l'axe de celle-ci).

Zone d'affleurement de la Formation de l'Huisserie du Bignon-du-Maine à Saint-Loup-du-Dorat. La grande largeur de la bande cartographique est en partie due à de très faibles pendages, mais aussi à des ondulations anticlinales et synclinales déterminant de longues croupes où affleurent des grès. Cependant il est possible que la série soit partiellement redoublée par des écaillages. Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas d'établir une coupe dans ce secteur.

Secteur Beaumont-Pied-de-Boeuf - Saint-Loup-du-Dorat. Ce secteur constitue un noeud tectonique, difficile à débrouiller, étant donné le caractère ponctuel des affleurements. On y observe des structures orientées N 60 à N 70°E (pli à l'Est de Saint-Loup-du-Dorat) probablement liées aux failles décrochantes N 60°E, fréquentes dans ce secteur. La carrière dans le Grès de Gahard, située au Sud-Est de Beaumont recoupe un pli anticlinal de direction N 100°E et de largeur hectométrique.

Massif de Saulges. A l'Ouest de l'Erve, le massif de Saulges comprend essentiellement un large anticlinal, armé par les roches volcaniques du Tournaisien et s'ennoyant au Nord-Ouest, sous les Schistes de Laval. Au niveau de la vallée, la structure devient beaucoup plus complexe, en raison d'un compartimentage par de nombreuses failles obliques à la structure principale. En outre, l'anticlinal de Saulges se complique par l'apparition de nombreux replis secondaires, à noyaux de grès dévonien et de failles inverses limitant des écaillages. Les barres de grès ont fréquemment provoqué des arrachements et des rebroussements dans les assises schistocalcaires susjacentes selon A. Philippot (1946) qui a mis en évidence des décrochements horizontaux aux alentours de Saulges et au SE de cette localité. Pour C. Klein (1975), la mise en relief des barres de grès serait liée à une structure appalachienne, la surface

infra-dinantienne ayant tronqué "les plis de la phase bretonne. Dans la zone d'affleurement du Calcaire de Sablé, des plis armés par des bancs calcaires sont légèrement déversés vers le Nord, avec un écaillage sur leur flanc sud.

Zone d'affleurement des Schistes de Laval, dans la partie centrale du synclinal médian. Les schistes de Laval sont déformés selon des plis d'amplitude hectométrique à kilométrique. Dans la zone d'ensellement de l'anticlinal de Saulges, les anciennes galeries des mines de La Bazouge-de-Chéméré ont recoupé des plis à axes subverticaux tordus qui seraient à mettre en relation avec les coulissages directionnels post-Namurien.

MÉTAMORPHISME

Les terrains paléozoïques et briovériens ont été affectés par un métamorphisme anchizonal, atteignant la limite anchizone-épizone à l'Ouest et au Sud-Ouest de la feuille. L'étude de la cristallinité des minéraux micacés dioctaédriques néoformés (J. Plaine, 1976) a confirmé l'existence de ce métamorphisme accompagnant la schistogénèse hercynienne. Selon P. Fourmarier *et al.* (1965) et P. Fourmarier et A. Pelhate (1968), l'apparition de la schistosité de flux dans la région serait liée à l'existence d'un granite en profondeur. La présence de néoformations hydrothermales conforte cette hypothèse : rosettes et taches diffuses de chlorite et de biotite néoformées dans les siltites ; rétro-morphoses des dolérites, microgabbros et microdiorites en diabases à quartz, albite, épidote et chlorite ; nombreux filonnets de quartz.

Les roches filoniennes ont développé dans leurs roches encaissantes un métamorphisme de contact, se présentant en particulier sous forme de schistes tachetés dans les siltites. La texture de la roche devient granoblastique à noduleuse oblitérant le microfaciès initial du matériau sédimentaire. Les nodules sont généralement constitués de séricite et de chlorite. Au contact des filons et sills basiques, on observe fréquemment des cornéennes à quartz, chlorite et albite (adinoles).

OCCUPATION DU SOL

SOLS ET VÉGÉTATION

Sur la feuille, les sols sont principalement développés sur des formations superficielles meubles : formations d'altération, formations de gélifluxion, formations résiduelles, limons. Comme dans la plupart des régions de climat atlantique, ils comprennent toute la gamme de sols allant des sols bruns aux sols podzoliques (sous forêt), avec une grande fréquence des sols lessivés, sauf dans les zones argileuses ou calcaires.

Évolution historique de l'occupation du sol

A l'Holocène, la région était largement occupée par la forêt qui fut défrichée assez tardivement, principalement au Moyen-âge (XI et XIIème siècles), époque où la forêt de la Charnie s'étendait au moins jusqu'à Vaiges et Saulges, tandis que l'antique forêt de Bouère, au Sud de la feuille atteignait les environs du Buret (R. Musset, 1917). Du Moyen-âge, jusqu'au XIXème siècle, la forêt et les landes ("Brières") ont régressé à l'avantage du paysage de bocage,

caractérisé par un parcellaire entouré de haies, dominées ici par des chênes pédonculés. La composition des landes variait avec la nature du sol et l'exposition ; les espèces suivantes y étaient fréquemment représentées : Ajonc, Bruyère jaune (*Ulex nanus*), Genêt à balais (*Sarothamnus scoparius*), Myrtille (*Vaccinium myrtillus*), Digitale pourpre, Petite oseille (*Rumex acetosella*), *Conopodium denudatum*, Fougères (*Pteris aquilinum*, *Blechnum spicant*). L'Ajonc et la Fougère aigle étaient favorisés pour leur utilisation comme engrais vert (écobuage), fourrage (Ajonc) et litière (Fougère). Dans les zones les plus fertiles, le bocage était assez ouvert, avec des cultures de céréales (blé et orge) et de lin, matière première des "toiles de Laval" qui étaient réputées. Au siècle dernier, l'engouement pour le chaulage, favorisé par l'exploitation locale de l'antracite augmenta l'étendue des surfaces cultivées, mais entraîna l'appauvrissement des sols en acide phosphorique. De nos jours, les haies, gênantes pour l'agriculture mécanisée sont largement abattues, les remembrements, la pratique du drainage et le succès des fourrages ensilés (maïs), incitant à la mise en culture des terres. Sur les versants, même en faible pente, l'arrachage des haies favorise cependant l'érosion des sols et doit être pratiqué avec circonspection.

Répartition des sols et de la végétation selon les principaux types de formations géologiques

Sur les assises du *Briovérien* les sols ont une texture limono-sableuse à limono-argileuse. Ce sont des sols bruns sains en bordure de la Mayenne et du ruisseau du Pont Manceau et des sols bruns lessivés ailleurs.

Sur les grès *camabriens et ordoviciens*, les sols sont souvent très pauvres et hydromorphes, lessivés, à tendance podzolique sous forêt. Ces sols ont une texture sablo-limoneuse avec une charge caillouteuse importante, parfois très grossière (blocs). Aussi, l'Homme a largement maintenu la forêt sur ces terrains (bois de la Forge). Le Chêne y est encore largement représenté (Chêne sessile, mêlé de Bouleau et même de Châtaigniers dans les sites les plus secs, avec strate herbacée acidiphile ; Chêne pédonculé dans les endroits frais, mais les plantations de résineux occupent de plus en plus de parcelles.

Sur les schistes du *Silurien*, les sols ont souvent une texture très argileuse. Ils sont souvent compacts et hydromorphes, difficiles à labourer. Ce sont généralement des sols bruns ou bruns calciques, très rarement marqués par le lessivage.

Sur les formations du *Dévonien*, à lithologies plus variés, les sols sont assez diversifiés ; à texture sableuse et tendance acide sur les Grès de Gahard ; souvent carbonatés moyennement hydromorphes et rarement lessivés sur les autres formations, mais avec une teneur en argile plus importante.

Sur les assises du *Tournaisien*, les sols ont une texture sableuse (zones gréseuses) à limono-argileuse (siltites et schistes). ils ont souvent une charge caillouteuse importante ; même dans les secteurs à lithologie fine prédominante, les intercalations gréseuses sont fréquentes et leurs zones d'affleurement avoisinant fréquemment des lambeaux résiduels de sables cénozoïques, leurs altérites sont fréquemment mêlées de blocs et fragments de grès (Le Bignon-du-Maine ; Sud-Ouest de Meslay). L'hydromorphie et le lessivage sont les deux processus pédologiques dominants, notamment sur les zones gréseuses.

Les sols sur les *roches volcaniques acides* ont une charge caillouteuse importante lorsqu'elles sont peu altérées en surface. Leur texture est variable, sableuse à argileuse.

Les calcaires du *Viséen* affleurent largement aux environs de Saulges et Chéméré-le-Roi. Les parcelles où le rocher est peu profond sont le domaine de sols bruns calciques et de rendzines à prairies mésophylles à *Brachypodium pinnatum* et subxérophyle à *Bromus erectus*, en particulier dans les anciennes carrières (R. Corillion, 1957). Ailleurs, les sols sont rougeâtres et argileux, parfois de type brun lessivés mais toujours calciques en profondeur. On n'y trouve guère de sols hydromorphes.

Les *Schistes de Laval* donnent des sols neutres, limoneux, souvent assez argileux ; les sols lessivés y sont fréquents, avec des problèmes d'hydromorphie dans les parties basses ou subhorizontales. Dans les parties bocagères, les haies sont fréquemment peu fournies, les siltites étant assez compactes à faible profondeur.

Sur les sables et graviers attribués au *Pliocène*, les sols sont le plus souvent limoneux, lessivés et hydromorphes sur les plateaux, localement à tendance podzolique en surface (dans le bois du Puy). Ils ont alors une vocation forestière. De part et d'autre de la Vaigès et de la Mayenne, les sols sont souvent plus riches en éléments grossiers, sains et de type brun.

Les *limons* donnent des sols bruns lessivés, voire lessivés hydromorphes, favorables à la culture des céréales. Dans le Bois de Bergault ils sont très largement lessivés, dégradés à podzoliques dans certains secteurs, avec des aires très hydromorphes. Dans ces secteurs, la chênaie est souvent dégradée avec nombreux bouleaux, strate herbacée acidiphile, les parties hydromorphes se signalant, par exemple, par la présence de Molinie.

Dans les vallées, les bas de versants, occupés par des *colluvions* matériau "mère" de sols peu évolués mais souvent hydromorphes (faciès pseudogley). Sur les alluvions fines des fonds de vallées, les sols hydromorphes à gley et pseudogley sont très largement répandus, sauf dans les zones calcaires où les sols sont sains.

PHÉNOMÈNES KARSTIQUES ET ARCHÉOLOGIE

Les calcaires carbonifères ont été très largement karstifiés. Sous les plateaux, les cavités sont largement remplies par des sables et des argiles, en particulier par des sables d'âge pliocène présumé et des argiles d'illuviation rouges de type *terra rossa*. A proximité des vallées principales, le karst est souvent ouvert, comprenant des grottes, et les sondages le traversent souvent en perte totale, notamment à proximité de la cluse de l'Erve. Dans cette dernière, deux grottes sont localement célèbres : la "grotte à Margot" et la "grotte de la Déroutine" ou "grotte Mayenne-Sciences".

A Thorigné en Charnie, la *grotte à Margot*, dotée d'une légende (la fée sorcière Margot), est ouverte au public. Sa première exploration date de 1730. Elle est accessible par une large fissure, ouverte sur la falaise dominant l'Erve et agrandie artificiellement. Un plan rabattu à l'horizontale a été publié dans une notice touristique (P. Marchais, 1986). Mentionnons en erratum à cette

notice que le rocher dans lequel est creusée la grotte est du Calcaire de Sablé, daté du Viséen à Saint Pierre-sur-Erve (A. Pelhate-Peron, 1972) soit -330 à -340 millions d'années environ et non -70. La grotte à Margot est constituée par un réseau de diaclases élargies par la dissolution, suborthogonal, de directions NNW-ESE et NNE-SSW. Son développement est de 158 m et la nappe aquifère se situe une trentaine de mètres au dessous de la surface du plateau. Le plafond de la "salle" la plus haute culminant 17 m environ au dessus de la nappe. La plus grande largeur du réseau est de 10 m. Le concrétionnement est peu important. Explorée par l'abbé Maillard, M. Champlain et Duparc, cette grotte aurait livré des industries moustérienne, solutréenne et néolithique, ainsi que des objets de l'époque romaine. les restes osseux sont principalement des éléments d'une faune froide *Ursus ferox*, *Hyaena spelaea*, *Elephas primegenius*, *Rhinoceros tichorhinus* et *Cervus lavandulus* (D. Oehlert, 1882).

Sur la commune de Saulges, la *grotte Mayenne-Sciences* présente un grand intérêt archéologique. Elle constitue avec la grotte ornée de Gouy en Seine-Maritime (P. et Y. Martin, 1984) les témoins les plus septentrionaux de la peinture rupestre préhistorique en France.

Découvertes en 1967 par la section spéléologique de l'association Mayenne-Sciences, les peintures de La Déroutine ont été décrites par R. Bouillon (1967 et 1984). Les animaux représentés sont des chevaux, un mammouth et un bison. Le graphisme s'apparenterait aux styles II, III et IV de M. Leroi-Gourhan (1971), laissant une fourchette d'âge possible du Gravétien au Magdalénien (-25 000 à -8 000 ans B.C. environ), avec une plus grande probabilité pour un âge ancien : proto-solutréen à solutéen.

Les grottes de Saulges (Saint-Pierre-sur-Erve et Thorigné-en-Charnie) ont livré des industries d'âge moustérien, aurignacien, périgordien, solutréen et magdalénien (M. Allard, 1983 ; J. L'Helgouach, 1984).

En dehors des grottes de Saulges, peu de sites préhistoriques ont été signalés sur la feuille, mais des recherches sont en cours, en particulier dans la partie orientale de la feuille.

A l'époque historique, Saulges fut une importante nécropole mérovingienne (R. Diehl et R. Boissel, 1959). En 1958, 59 sarcophages y étaient inventoriés, sur une distance de plus de 300 m.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La feuille Meslay ne comprend, au sens strict, qu'une nappe aquifère : celle des calcaires carbonifères, très sollicitée. Les calcaires dévoniens, très mêlés de schistes, ne renferment pas de nappe étendue. Les autres terrains, constitués essentiellement de schistes et de grès quartzitiques plissés, ne sont susceptibles de donner des débits intéressants que dans les zones de fractures. L'exploitation des eaux souterraines se fait principalement par puits et sondages. Les sources, mises à part quelques émissaires de la nappe des calcaires carbonifères, ne donnent que des débits très faibles ; elles ne sont donc guère utilisées que pour abreuver le bétail dans les prairies.

Alluvions et sables et graviers attribués au Pliocène

Constituées de sables et graviers de faible épaisseur, les alluvions du fond des vallées de la Mayenne et de la basse Jouanne sont aquifères, mais leur épaisseur est très faible. En outre l'eau qui les baigne est très sensible à la pollution. Elle n'est pas exploitée dans le territoire couvert par la feuille. Les remplissages alluviaux des autres vallées sont généralement très peu épais (rarement plus de 3 m), limoneux et ne présentent guère d'intérêt.

Les sables et graviers attribués au Pliocène sont localement aquifères. Ils ne sont généralement épais que lorsqu'ils sont piégés dans le karst des calcaires carbonifères et dans ce cas, il s'agit de l'aquifère de ces calcaires (AEP Meslay Montavalon, puits 6-5, 6-17 et 6-18). En dehors du karst, les sables pliocènes ne donnent que des débits très faibles. Quelques fermes s'y alimentent.

Nappe des calcaires carbonifères

Fracturés et irrégulièrement karstifiés, les calcaires carbonifères renferment un aquifère très utilisé, environ 80 % des forages de la feuille l'exploitent, avec des débits souvent importants (jusqu'à 50 m³/h). Ils se comportent comme un milieu discontinu où la fracturation et le karst jouent un rôle fondamental. Le karst peut être colmaté par de l'argile, rempli de sables, argileux ou perméables, ou encore être en circulation libre avec une partie supérieure dénoyée. Il est très irrégulièrement développé, sa géométrie est très mal connue et l'alimentation d'un forage peut varier avec le temps, être modifiée par exemple par le colmatage temporaire d'un boyau d'alimentation ou un éboulement. Très sensibles à la pollution, les pompages effectués dans cette nappe doivent être constamment surveillés. La qualité de l'eau est très variable. Pour la recherche de nouveaux sites de pompage, les réseaux karstiques non colmatés et les zones de fractures productives sont difficiles à prévoir. Le fréquent cloisonnement tectonique par des failles directionnelles et des failles tardihercyniennes obliques ou normales aux structures entraîne souvent un compartimentage en panneaux qui peuvent être productifs ou non. Dans ce cas, la recherche des zones de fractures drainantes est essentielle. Notons enfin, que des prélèvements d'eau se situent dans d'anciennes carrières noyées dont un pour l'alimentation en eau potable (synclinal de Bouère).

Les calcaires dévoniens

Moins développés que les calcaires carbonifères, souvent lenticulaires et riches en intercalations schisteuses, les calcaires dévoniens ne constituent pas de grands réservoirs aquifères. Au Nord de Saulges, un forage s'y alimente avec un débit de refoulement irrégulier inférieur à 3m³/h.

Schistes et grès paléozoïques

Généralement très recristallisés et quartzitiques, les grès paléozoïques, en particulier ceux de l'Ordovicien, ne constituent pas de bons aquifères. Actuellement, ils sont pratiquement improductifs. Seuls les couloirs de fracturation peuvent être éventuellement prospectés dans ces formations.

Formations briovériennes

Les recherches d'eau dans les formations briovériennes ont donné des résultats variables, localement avec des débits non négligeables, en particulier sur la feuille voisine de Cossé-le-Vivien, dans des bancs gréseux, des zones fracturées ou injectées de filons de quartz ou encore dans des niveaux carbonatés. La commune de Villiers-Charlemagne exploite des puits creusés dans les siltites du Briovérien fissurés (5-9 et 5-10 ; débit de refoulement : 4 m³/h, environ). A Longuefuye, près du Parc à alcools (6-1), un puit s'alimentant dans des intercalations calcaires au sein des siltites du Briovérien donne un débit de 20 m³/h, environ. Dans l'ensemble, les niveaux à lithologie fine (siltites) apparaissent moins favorables que les bancs gréseux ou calcaires.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Substances minérales concessibles

Les indices de *minerais métalliques* sont peu nombreux sur la feuille Meslay ; les alluvions sont très peu minéralisées (J. Guigues et P. Devismes, 19). Une faible minéralisation en *cassitérite* et *étain* est en cours de prospection dans la région de Saint-Georges-le-Fléchar. D'autre part, la carte géologique à 1/80 000 La Flèche (éd. 1926) situe un indice de *fer* près de Saint-Loup-du Dorat (8 4001). La forge de Moncor, au Nord de Saint-Pierre-sur-Erve ne fondait pas du minerai provenant du territoire couvert par la feuille, mais de l'argile à minerai de fer du Cénomaniens de la Sarthe (feuille voisine Loué).

La seule substance concessible qui a été exploitée est la houille qui se présente en intercalations dans les schistes et grès carbonifères.

Charbon et anthracite

Découverts dans la région dès le début du XIX^{ème} siècle, le charbon et l'anthracite furent l'objet d'une exploitation particulièrement active entre 1830 et 1840, pour le chauffage des fours à chaux en raison d'un engouement pour le chaulage des terres. L'abus de cet amendement contribua au déclin de cette industrie extractive qui cessa à la fin du siècle. Les intercalations charbonneuses s'observent dans la Formation des Schistes de Laval où elles furent exploitées dans 4 concessions et dans la Formation de l'Huisserie.

La *concession de Bazougers* (2.4001) fut instituée par une ordonnance royale du 4 février 1838, annulée le 11 avril 1960. Les travaux effectués de 1838 à 1843 ont porté sur une couche d'anthracite située au Nord de Bazougers. Ayant une direction WNW-ESE et un pendage de 65°S, celle-ci fut exploitée près du hameau des Gloussières par 3 puits, à une profondeur de 90 m et sur une longueur de 400 m. 11450 tonnes en furent extraites. Une tentative de reprise de l'exploitation eut lieu en 1901 au lieu-dit Beausoleil, avec un 4^{ème} puits. Une analyse chimique moyenne du charbon donne : 4 à 6,5 % de matières volatiles, 20 à 40 % de cendres et 0,8 à 0,9 % de soufre. Comme dans toute la région, il était principalement utilisé pour la cuisson de la chaux.

La *concession de La Bazouge-de Chéméré* (3.4001) fut instituée le 26 septembre 1825 et annulée le 11 avril 1960. Le début de la mise en exploitation paraît dater de 1822, mais on a peu de renseignements sur la période antérieure à 1842. Jusqu'en 1860, l'exploitation se fit simultanément par 9 puits, à partir desquels on creusait des galeries en direction.

De plus, un puits, commencé en 1861, fut repris en 1874 et approfondi jusqu'à 255 m. C'est l'exploitation de la Baudommière qui fut active, par intermittence, jusqu'en 1928.

La période principale d'extraction s'acheva en 1895, en raison du manque de débouchés pour les produits (forte diminution de la production locale de chaux). La production a dépassé 1 500 000 tonnes constituées principalement par de l'antracite maigre et cendreux contenant moins de 8 % de matières volatiles et 20 % de cendres.

De direction WNW-ESE, du Haut Feuchaud aux Choisières, les couches s'incurvent dans l'ensemble vers le Sud, le long de la terminaison périclinale de l'anticlinal de Saulges, avec plusieurs replis d'ordre hectométrique assez irréguliers, à axes inclinés. Selon Triger (1860), la série comprendrait au moins 7 principales veines de houille.

La concession de Linières et la Cigotière (8.4002), instituée le 12 avril 1841 et renoncée le 3 mars 1852, fut exploitée de 1842 à 1843 par des travaux dispersés.

— La mine de Linières comprenait un puits de 50 m, au Sud du château du même nom. Par ce puits furent explorées, sur 100 m environ, 2 couches d'antracite impur, irrégulières et peut-être une troisième couche présentant les mêmes caractères.

— A la mine de la Cigotière ont été suivies 3 petites veines de charbon schisteux atteintes par un puits incliné de 45 m.

— A la mine de Noés on a reconnu 4 veinules, orientées O 24°N (sic). Deux, d'une épaisseur de 0,25 à 0,30 m d'épaisseur ont été un peu exploitées, l'une d'entre-elles sur 250 m.

— A la mine de La Maison Neuve, un puits incliné, long de 80 m a reconnu 3 couches de direction O 38°N. Au niveau 50, la veine du milieu, la plus épaisse, en "crain", a été suivie sur 800 m, avec une puissance moyenne de 0,25 m.

— La mine de Chéméré comprenait seulement un puits de 13 m de profondeur qui a permis de reconnaître une couche de 0,25 m d'épaisseur d'antracite mélangé de schiste.

— La mine de Ballée ou du Grand Rousson a été exploitée de 1846 à 1852. Les archives sont assez confuses. Une seule couche "se repliant sur elle-même à angle vif, selon une ligne ondulée, inclinée de l'Est à l'Ouest" a été défilée. Elle se présentait soit en "crain", soit avec une épaisseur maximale de 1 m. Le dispositif d'extraction comprenait au moins 2 puits, de 40 (puits n°1) et 55 m (puits n°3) de profondeur ainsi qu'une descenderie de 128 m de longueur. Les travaux se sont étendus sur 400 m en direction. Cette concession a fourni 16 680 tonnes de charbon.

La concession d'Épineux-le-Seguin (8.4003) - 20 décembre 1835 - 25 mai 1927 -, principalement étendue sur la feuille voisine de Loué, ne comprenait qu'un seul puits sur la coupure Meslay. Dénommé puits Sainte-Barbe, il atteignait une profondeur de 180 m et permettait d'exploiter aux niveaux 66, 100, 133 et 166 m des renflements de 4 à 12 m de la veine principale dans des crochons de failles. Celle-ci était orientée O 20°N et plongeait de 15 à 20° vers

le SE ou se présentait verticalement dans des flancs de plis aigus. La production totale de la concession, comprenant aussi le puits "Henri" et celui "du Domaine", a été de 167 260 tonnes.

La *concession de Sablé*, dans la partie intéressant la feuille de Meslay n'a pas, à notre connaissance, été exploitée.

Substances utiles pour l'industrie, la construction et la voirie

Chaux

Les Calcaires de Sablé et de Laval ont été principalement exploités pour le chaulage des terres, en particulier au siècle dernier. Entre 1830 et 1840, le développement de l'extraction de charbon et de l'antracite dans la région entraîna une augmentation considérable du nombre des fours à chaux (jusqu'à 40 sur la commune de La Bazouge-de-Chéméré), chauffés précédemment au bois. L'abus du chaulage, la concurrence de la chaux sarthoise, favorisée par le chemin de fer de Paris à Laval et l'utilisation des scories de hauts fourneaux contribuèrent à restreindre puis à abandonner cette industrie. Les derniers fours à chaux (Parné-sur-Roc) cessèrent leur activité au milieu de ce siècle. Le Calcaire de Sablé donnait principalement de la chaux grasse, les faciès waulsortiens convenant pour la chaux hydraulique utilisée dans les mortiers. Mentionnés dès le XIV^{ème} siècle, les plus anciens fours à chaux (La Cropte, Musset, 1917) fabriquaient vraisemblablement de la chaux à mortier, la pratique du chaulage n'ayant débuté qu'à la fin du XVIII^{ème} siècle.

Pierre marbrière

Les calcaires de Laval et de Sablé, en particulier les faciès waulsortiens, furent appréciés en marbrerie. Au XVII et XVIII^{ème} siècle, l'école de rétables de Laval eut une certaine célébrité et exporta les "marbres de Laval", sculptés, jusqu'à Paris. Cette activité cessa aux environs de 1965. Les derniers centres furent La Bazouge, Chéméré et Bouère. Les faciès waulsortiens du synclinal de Bouère comprennent des marbres roses ("rose enjugueraie") et gris panachés ("sarrancolin de l'Ouest").

Pierre de taille, moellons et pavés

Les faciès gréseux du Cambrien, de l'Ordovicien, du Dévonien et du Carbonifère, les calcaires carbonifères et leur faciès silicifiés, les roches volcaniques en dalles et même les plaquettes de siltites les plus dures (Schistes de Laval) ont été utilisées comme pierre de taille dans l'habitat rural. La "pierre de l'Hommée" (calcaire de Sablé), extraite sur le ban de Saint-Georges-le-Flécharde, eut une certaine réputation. Les grès les plus durs et les microdiorites (Montigné, feuille voisine de Cossé-le-Vivien) ont été taillés en pavés.

Roches dures pour granulats et empièremment

Actuellement, les matériaux les plus appréciés pour granulats et empièremment sont les rhyolites ignimbritiques d'Entrammes, intensément exploitées au SE de cette localité (rhy). Ces roches sont concassées et transformées en gravillons qui peuvent être utilisés pour les couches de roulement des routes ou des pistes d'avions (Aérodrome de Laval. Dans un matériel de même type, la carrière de Saulges n'est exploitée que de façon temporaire. La plupart des roches volcaniques saines et massives pourraient avoir cet usage.

Dans les décennies passées, la plupart des grès durs ont été exploités pour empierrement. En bordure de la Mayenne, près de l'écluse de la Fosse, deux carrières exploitant les grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille sont encore actives; on y fabrique du granulat.

Pour l'empierrement des cours de ferme et des chemins ruraux, les siltites les plus compactes du Briovérien et des Schistes de Laval, donnant des cailloux moins agressifs aux sabots du bétail sont exploitées dans des excavations temporaires, ouvertes parfois pour un seul chantier puis rebouchées ou transformées en abreuvoir.

Sables et graviers

Les sables et graviers des plateaux, d'âge pliocène présumé, sont largement exploités. La carrière du Bois-Bergault à Arquenay a une dimension industrielle ; les autres, qui s'échelonnent depuis Forcé et Entrammes jusqu'à Saint-Loup-du-Dorat, le long de la principale bande d'affleurement de ces matériaux, sont exploitées de façon épisodique. Les gisements les plus puissants (jusqu'à 10 m) sont souvent localisés dans les poches karstiques des calcaires carbonifères. Ils doivent donc être prospectés selon une maille serrée de sondages; leur exploitation est en concurrence avec celle de la nappe aquifère des calcaires. Ils renferment souvent des intercalations silteuses.

Matériaux divers

Ardoises. A l'exception des schistes du Silurien, les parties les plus finement litées des formations schisteuses et silteuses ont été utilisées comme matériau de couverture, essentiellement dans l'habitat rural. Sur la commune de la Bazouge, des carrières d'ardoise furent exploitées jusqu'au XVIIème siècle. La ré-exploitation de ces matériaux n'aurait d'intérêt que pour la restauration des maisons anciennes classées "monuments historiques".

Dalles de drainage. Anciennement, les dalles extraites des Schistes de Laval ont été utilisées pour faire des canalisations de drainage, en assemblage triangulaire de pierres sèches.

Briques. Anciennement, les intercalations les plus argileuses des sables d'âge pliocène présumé et les argiles provenant de l'altération des schistes siluriens ont été utilisées comme terre à brique. Les faciès d'altération des blaviérites ont été employés dans la fabrication des briques réfractaires (cheminées des fours à chaux).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

La voie la plus favorable pour faire des observations géologiques est la vallée de l'Erve. Le *guide géologique régional "Bretagne"* (S. Durand et H. Lardeux. 1985) décrit un itinéraire le long de cette vallée (*itinéraire 7b*) ainsi que dans celles de la Jouanne et de la Mayenne (*itinéraire 7a*), dans les secteurs d'Entrammes et Forcé. L'*excursion B05* du 26ème Congrès géologique international (P. Morzadec et al. 1980) a présenté la carrière exploitant le complexe volcanique ignimbritique d'Entrammes, à l'Ouest de cette localité.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLARD M. (1983) - Etat de la question sur le Paléolithique supérieur en Mayenne, les grottes de Thorigné en Charnie et de Saint-Pierre-sur-Erve. *Bull. Soc. Préhist. France*, t. 80, 10-12, pp. 322-328.
- BABIN C. (1965) - Mollusques Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain. Thèse Sciences univ. Rennes, Impr. commerciale et administrative, Brest, 1966, 471 p., 18 pl.
- BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MÉLOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUÉTÉ Y. et ROBARDET M. (1976a) - The Ordovician of the armorican Massif (France). In Bassett M.G. (ed.) 1976 The Ordovician system: proceedings of a Palaeontological Association symposium, Birmingham, September 1974, Univ. of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, pp. 359-385.
- BABIN C., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F., ROBARDET M. (1976b) - Lexique des Formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° spec., 31 p.
- BALARD J.F., BRUN J.P. et DURAND J. (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale: signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, sér. II, n° 14, pp. 1327-1332.
- BLAVIER E. (1834) - Notice statistique et géologique sur les mines et le terrain d'anthracite du Maine. *Ann. Mines*, 3ème sér., VI, p. 49-72.
- BLAVIER E. (1837) - Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. 196 p., 1 pl. h.t., 1 carte couleur, impr. Monneyer.
- BOUILLON R. (1967) - Activités spéléologiques. *Mayenne-Sciences*, pp. 23-33, 2 pl. ph. h.t.
- BOUILLON R. (1984) - Grotte Mayenne-Sciences. In *L'art des cavernes*, atlas des grottes ornées paléolithiques françaises, pp. 567-571. Atlas archéologiques de la France, Ministère de la Culture, Imprimerie nationale.
- BOYER C. (1968) - Mise en évidence d'ignimbrites dans le culm du bassin de Laval (Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (2), pp. 63-64.
- BOYER C. (1972) - Study of a few paleozoic ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France. *Bull. volc.*, XXXVI, pp. 46-82, Italie.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse sciences, 384 p. Orsay.
- BOYER C. (1976) - Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les massifs armoricains et central. *Bull. B.R.G.M.* (2), I, 1, pp. 3-24, Orléans.
- BROSSÉ R., GUÉRANGÉ B., GUÉRANGÉ-LOZES J., HERROUIN Y., HOULGATTE E., MOGUEDET G. (1987) - Château-Gontier, *Carte géologique de la France à 1/50 000*, coupure n° 391 et notice explicative, B.R.G.M., Orléans.

CASTAING C., ROLET J., CHEVREMONT P., CALVEZ J.Y. et THONON P. (1987) - La région de Huelgoat (Finistère central) dans le contexte géodynamique armoricain. *Géologie de la France*, n°1, pp. 22-36.

CAVELIER C. (1979) - La limite Eocène-Oligocène en Europe occidentale. *Sci. Géol.*, mém. 54, pp. 113-114.

CAVELIER C., coord. (1980) - Miocène et Pliocène. *In Synthèse géologique du Bassin de Paris*, vol. 1, Stratigraphie et paléogéographie, C. Mégnien coord., Mém. BRGM n° 101, pp. 415-436.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.-C., LE CORE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bulletin du B.R.G.M., Géologie de la France I*, n° 2-3, pp. 3-17, 6 pl. h.t.

CHAUVEL J.J., DEUNFF J., LE CORRE C. (1970) - Découverte d'une association minéral de fer, microplancton dans l'Ordovicien du flanc nord du bassin de Laval (Mayenne): étude pétrographique et micropaléontologique. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 270, pp. 1919-1922.

CLÉMENT J.P. et BRUNEL L. (1986) - Loué, *Carte géologique de la France à 1/50 000*, coupure n° 357 et notice explicative, B.R.G.M., Orléans.

COGNÉ J. (1959) - Importance et signification de la phase bretonne dans la chaîne hercynienne en France. *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, 268 p.

COGNÉ J. (1964) - Observations sur l'âge et la signification de la phase bretonne. *C.R. sess. extr. Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. hydrol.*, LXXIII, pp. 222-227.

COGNÉ J. (1974) - Le Massif armoricain. *In Géologie de la France*, Doin éd. Paris.

CORILLION R. (1957) - Carte de la végétation de la France à 1/200 000, coupure n° 23, Alençon, C.N.R.S.

CORILLION R. (1966) - Carte de la végétation de la France à 1/200 000, coupure n° 31, Angers, C.N.R.S.

COURBOULEIX S., COLLEUIL B., BREBION P., BUGÉ E., CHAIX C., ESTÉOULE-CHOUX J., FARJANEL G., GRUET M., LAURIAT-RAGE A., LIMASSET O., MARGEREL J.P., MOGUEDET G., POUIT D., TRAUTH N. (à paraître). Le Néogène du Maine et Loir (France), *Géologie de la France*, BRGM, Orléans.

DANGEARD L. et BASSOMPIERRE P. (1943) - Sur de nombreux cailloux sculptés et patinés par le vent observés aux environs du Mans. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, sér. 9, t. 3

DELÉPINE G. (1956) - Lexique stratigraphique international, I, Europe, Paléozoïque supérieur, fasc. 4aII, *XX Geologorum conventus*, Mexico, 1956, 93 p. et 109 p.

DELÉPINE G. et MILON Y. (1922) - Sur la présence de récifs waulsortiens dans le Calcaire carbonifère du bassin de Laval. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 175, pp. 1079-1080.

DEUNFF J. et CHAUVEL J.J. (1970) - Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans des niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 6, pp. 196-198, Paris.

DIEHL R. et BOISSEL R. (1959) - Nécropole mérovingienne de Saulges (Mayenne). Constatations faites en 1958. *In Notices d'Archéologie Armoricaire. Annales de Bretagne*, t. LXVI, fasc. 1, pp. 98-123.

DOLLFUS G. (1921) - Etude paléontologique des marnes oligocènes de Thévalles près Laval (Mayenne). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. II, fasc. I, p. 75-79.

DORÉ F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse sciences univ. Caen, 790 p.

DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1977) - Normandie, Guide géologique régional, Masson éd. Paris, 208 p.

DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogenèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 1984, Soc. géol. France éd., 200 p.

DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain. Sédimentologie - Traces fossiles Milieux de dépôt. *Mémoires et Documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles*, n° 3, 119 p., 2 ann., 8 p. bibliogr., 19 pl. h.t., Rennes.

DURAND J., NOBLET C. (1986) - Paléocourants dans la Formation du Grès armoricain : persistance des mécanismes de transport en domaine cratonique. *Rev. géol. dyn. et géogr. phys.*, vol. 27, fasc. 1, pp. 13-24.

DURAND S., ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.-F., REY R. (1973) - Découverte d'Oligocène reposant sur du Cénomaniens dans un quartier sud de la ville de Laval (Mayenne). *C.R. Acad. Sc. Paris, Sr. D*, t. 276, pp. 701-703.

DURAND S., OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1962) - Découverte de pollens éocènes dans une argile sapropélieenne aux abords de Laval (Mayenne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 254, pp. 900-901.

DURAND S., LARDEUX H. (Coord.), (1985) - Bretagne, guide géologique régional, 2ème éd., 209 p., Masson éd. Paris.

DVORAK J., MIROUSE R., PAPROTH E., RAMSBOTTOM W.H.C., WAGNER R.H. (1977) - Relations entre la sédimentation éodévono-carbonifère et la tectonique varisque en Europe centrale et occidentale. *In La chaîne varisque d'Europe centrale et occidentale. Coll. Intern. C.N.R.S.*, Rennes, 243, pp. 241-273.

ERCEVILLE M. A. d' (1979) - Les spores des formations siluro-dévonniennes de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (synclinerium médian armoricain). *Palaeontographica*, 171, pp. 79-121, Stuttgart.

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

FLEURY L., CLÉMENT J.P., MÉNILLET F., MOGUEDET G., VINCHON C., FARJANEL G. (à paraître) - Les sables rouges et graviers des plateaux et des karsts du Maine méridional. Etude sédimentologique.

FOURMARIER P., PELHATE A. (1968) - La profondeur originelle du front supérieur de schistosité à l'endroit du bassin de Laval (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, pp. 931-934.

FOURMARIER P., PELHATE A., AUVRAY B. (1965) - Schistosité et granitisation dans le synclinerium de Laval et ses abords *Mém. Acad. roy. Belgique*, XXXV, 3, pp. 1-60, Bruxelles.

GIOT P.R. (1946) - Région de Grez-en-Bouère, de Longuefuye et de Ruillé-Froids-Fonds. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 46, 221, 1945-1946, pp. 51-53.

GUIGNES J., DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. Méthodes, résultats, Atlas minéralogique. *Mém. BRGM* n° 71, Orléans.

HENRY J.L. (1980) - Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 22, 250 p., Rennes.

HOULGATTE E., LE HÉRISSÉ A., PELHATE A., ROLET J. (à paraître) - Evolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval (Massif armoricain).

JOURDY (Général) (1912) - Note sur le mode de plissement du bord nord du synclinal de Laval-Châteaulin. *Bull. Soc. géol. France*, (4), t.9, pp. 673-676.

KLEIN C. (1975) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse lettres, univ. Brest, 1973, t. I, 343 p., t. II, 882 p., t. III, X cartes h. t., *Fondation Baulig*, t. XII.

L'HELGOUACH J. (1984) - Les grottes de Saulges en Mayenne. In *L'Art des cavernes, atlas des grottes ornées paléolithiques de France* (Atlas archéologiques de la France), pp. 563-566.

LARDEUX H. (éd.), (1976) - Les schistes et calcaires éodévonniens de Saint-Cénére (Massif armoricain, France). Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 19, 329 p., Rennes.

LARDEUX H., CHAUVEL J.J., HENRY J.L., MORZADEC P., PARIS F., RACHEBOEUF P., ROBARDET M. (1977) - Evolution géologique du Massif armoricain au cours des temps ordoviciens et siluriens et dévonniens. In *La chaîne varisque d'Europe occidentale*. Coll. Intern. C.N.R.S., 243, pp. 181-192, Rennes.

LE GALL B., MARY G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomovarisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (c), 15, 2, pp. 169-180.

LE HÉRISSE A. (1983) - Les spores du Dévonien inférieur du Synclinorium de Laval (Massif armoricain). *Palaeontographica* abt. B, 188, 1-3, pp. 1-181, Stuttgart.

LE HÉRISSE A., PLAINE J. (1982) - Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, pp. 1199-1202.

LEJAL-NICOL A., PARIS F., PLAINE J. et STREEL M. (1983) - Paléoflore et spores du Tournaisien à Saint-Pierre-le-Potier (Formation de l'Huisserie, synclinorium de Laval). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1982, (C), 14, 2, pp. 35-43, 2 pl. h.t.

LE MENN J., (1985) - Les Crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 30, 268 p., 39 pl., Rennes.

LE MENN J., RACHEBOEUF P. (1976) - Brachiopodes Chonetacea et Crinoïdes des Formations du Faou et de Montguyon (Dévonien inférieur du Massif armoricain). *Ann. Soc. géol. Nord*, 96, 4, pp. 283-323.

LEROI-GOURHAN A. (1971) - Préhistoire de l'Art, pp. 335 et 422.

MACURDA B.B., JR, RACHEBOEUF P. (1975) - Devonian and carboniferous spiraculate blastoids from Brittany (France). *Journal of Paleontology*, v. 45, n° 5, pp. 845-855, 1 pl. h.t.

MARCHAIS P. (1986) - La grotte à Margot. Notice touristique 11 x 15, 31 p., Grez-en-Bouère (Mayenne).

MARTIN P. et Y. (1984) - Grotte de Gouy. In *L'art des cavernes, atlas des grottes ornées paléolithiques de France*, pp. 556-560; Atlas archéologiques de la France, Ministère de la Culture, Imprimerie nationale.

MARY G. (1964) - Le périglaciaire des environs du Mans (Sarthe, France) *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 13, Lodz (Pologne) pp. 53-98.

MARY G., GIORDANO R. (1987) - *Carte géologique de la France à 1/50 000ème*, coupure n° 320 Evron et notice explicative, B.R.G.M., Orléans.

MARY G., LE GALL J. (1985) - Le Dinantien basal du flanc nord du bassin de Laval à Argentré: volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, I, 2, pp. 155-163, Rennes.

MELOU M. (1981) - *Isotthidae (Brachiopoda)* du Dévonien inférieur du Massif armoricain. *Geobios*, n° 14, fasc. 1, pp. 67-87, 4 pl. h.t.

MICHEL-LEVY A. (1896) - Etude pétrographique des albitophyres du bassin de Laval. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t 72, 264 p.

MILON Y. (1923) - Niveau marin dans le culm du bassin de Laval (Mayenne). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 5, 51 p.

MILON Y. (1928) - Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse Sciences, univ. Rennes, 151 p., VII pl. h. t.

MORZADEC P., PELHATE A., PARIS F., PLAINE J. (1979) - Stratigraphie du Paléozoïque du Massif armoricain. XXVIème congrès géologique international, Paris, excursion B05. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, XI, 1-2, pp. 183-191, Rennes.

MUNIER-CHALMAS E. (1881) - Sur une roche nouvelle (blavierite) des environs de Changé près de Laval. *Bull. Soc. Et. Sc. Angers*, XI, XII, pp. 360-363.

MUSSET R. (1917) - Le Bas-Maine. Etude géographique. Thèse lettres Paris, Colin éd., 496 p., 8 pl.

NOBLET C. (1984) - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana: la Formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse 3ème cycle, univ. Rennes, 123 p.

ODIN G.S. (1982) - Numerical dating in Stratigraphy. 2 t., 1044 p. J. Wiley and Sons, Chichester.

OEHLERT D. (1880) - Note sur le calcaire de Saint-Roch à Changé. *Bull. Soc. géol. France*, VIII, p. 270.

OEHLERT D. (1882) - Notes géologiques sur le département de la Mayenne. *Bull. Soc. Et. Sc. Angers*, 148 p., impr. Germain et Grassin, Angers.

OEHLERT D. (1887) - Sur les oscillations qui se sont produites pendant la période primaire dans le bassin de Laval. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 102, pp. 528-529.

OEHLERT D. (1894) - Bassin de Laval. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 38, VI, pp. 37-39.

OEHLERT D. (1895) - Notice explicative sur la feuille géologique de Château-Gontier. *Bull. Soc. sc. nat. Ouest France*, V, pp. 79-92 (en collaboration avec L. Bureau).

OEHLERT D. (1896) - *Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000ème*. Feuille n° 91, Château-Gontier (en collaboration avec L. Bureau).

OEHLERT D. et P. (1896) - Sur le gisement de quelques roches éruptives et métamorphiques du bassin de Laval. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 112, pp. 263-264.

OEHLERT D. et P. (1899) - Feuille de la Flèche. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 63, X, pp. 49-50.

OEHLERT D. et P. (1900a) - Feuille de Laval. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 112, XI.

OEHLERT D. et P. (1900b) - Livret guide des excursions en France (VI Mayenne et Sarthe) du VIIIème Congrès géologique international, Paris, 1900.

OEHLERT D. et P. (1904) - Observations sur une note de M. Ch. Pellegrin sur la géologie du bassin de Laval. *Bull. Soc. géol. France*, (4), IV, pp. 687-695.

OEHLERT D. et P. (1906) - *Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000ème*. Feuille n° 76, Laval (en collaboration avec A. Bigot et Matte).

OEHLERT D. et P. (1909) - Livret guide de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne (28 août-7 sept.), 24 p.

OEHLERT D. (1911) - *Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000ème*. Feuille n° 92, La Flèche (en collaboration avec A. Bigot, Matte et P. Bizet).

OEHLERT D. et P. (1912) - Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne (28 août-7 sept. 1909). *Bull. Soc. géol. France*, (4), IX, pp. 545-675.

OEHLERT D. et P. et Bigot A. (1905) - Feuille de Laval de la Carte géologique détaillée de la France. Notice explicative. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (5), IX, pp. 225-246, Caen.

OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1963) - Le Tertiaire des environs de Laval. *Bull. Mayenne Sciences*, pp. 23-41, Laval.

OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) - Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif Armoricaïn. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 25, pp. 1-239, Rennes.

PARIS F. (1977) - Les formations siluriennes du synclinorium du Menez-Bélaïr ; comparaison avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricaïn. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème sér., sect. 1, n° 2, pp. 75-87.

PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique . Etude systématique . Biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n°26, 412 p., Rennes.

PARIS F., RICKARDS R., SKEVINGTON D. (1980) - Les assemblages de Graptolites du Llandoveryien dans le synclinorium du Menez-Bélaïr (Massif armoricaïn) - *Géobios*, n° 13, fasc. 2, pp. 153-171, Lyon.

PARIS F., SKEVINGTON D. (1979) - Présence de Graptolites de l'Arenig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif armoricaïn); conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, 12, 6, pp. 907-911, Lyon.

PELHATE A. (1962) - La découverte de Conodontes et sa signification stratigraphique dans le Carbonifère du bassin de Laval-Sablé (Est du Massif armoricaïn). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 254, pp. 716-717.

PELHATE A. (1964a) - La sédimentation du *culm* dans la partie orientale du Massif armoricaïn. C.R. 5ème Congrès intern. Strat. Géol. Carbonifère Paris, 1963, 2, pp. 45-53.

PELHATE A. (1964b) - Présence de *Koninckopora inflata* (de Koninck) Wood 1943 (Algue) dans le Carbonifère du bassin de Laval. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 7, 263 p.

PELHATE A. (1965) - La découverte d'associations de Foraminifères dans les calcaires viséens du bassin de Laval permet l'établissement d'une échelle chronostratigraphique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, 531 p.

PELHATE-PERON A. (1971) - Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif Armoricaïn. Stratigraphie, Sédimentologie, Evolution paléogéographique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 315 p., Rennes.

PELHATE A. (1971) - Stratigraphie et paléogéographie du Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif armoricaïn. *C.R. 6ème Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonifère*, Sheffield, 1967, IV, pp. 1349-1358.

PHILIPPOT A. (1950) - Les Graptolites du Massif armoricaïn. Etude stratigraphique et Paléontologique. *Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, T. VIII,

PIERRE M.-F. (1961) - La micropaléontologie fournit des indications nouvelles sur les conditions de dépôt de l'Oligocène des environs de Laval (Mayenne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 253, p. 3027-3028.

PLAINE J. (1976) - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricaïn). Stratigraphie, volcanisme, structure. Thèse 3ème cycle univ. Rennes, 212 p. ronéo.

PONCET J., (1985) - La bio-sédimentation carbonatée éodévonienne de plate-forme au flanc nord du synclinorium de Laval. *Hercynica*, 1985, I, 1, pp. 23-27.

RACHEBOEUF P. R. (1976) - Chonetacea (Brachiopodes) du Dévonien inférieur du bassin de Laval (Massif armoricaïn). *Palaeontographica*, A, n° 152, pp. 14-89, Stuttgart.

RAGUIN E., ZVEREFF R. (1946) - Roches éruptives du bassin de Laval (Mayenne) et des environs de Sablé (Sarthe). *Bull. Soc. géol. France*, (5), XVI, pp. 313-321.

RASPLUS L. (1978) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse sciences, univ. Orléans, 3 vol., 454 p.

RENAUD A., (1942) - Le Dévonien du Synclinorium médian Brest-Laval. Thèse sciences Univ. Rennes, 184 p.

RENAUD A., PHILIPPOT A., GIOT P.R., BOLELLI E. (1946) - Révision de la feuille de la Flèche au 80 000ème. Partie armoricaïne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 221, XLVI, pp. 43-53.

REY R. (1960) - La faunule malacologique de Landéan. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouv. sér., fasc. 2, (1959), pp. 52-66.

REY R. (1972) - La transgression oligocène dans l'Ouest de la France. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest de la France*, LXX, pp. 5-12.

RIVELINE J.. (1984) - Les Charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. Implications stratigraphiques. Thèse sciences univ. Paris, pp. 225-233.

ROLET J. (1982) - La "phase bretonne" en Bretagne: état des connaissances. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 14, 2, pp. 63-71.

ROY C. (1979) - Contribution à la connaissance de la flore du Carbonifère inférieur du bassin de Laval (Ouest de la France). Thèse 3ème cycle, univ. Lyon, 1 vol. texte, 133 p., 1 vol. 16 pl.

SKEVINGTON D., PARIS F. (1975) - Les graptolites de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien supérieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 17, 2, pp. 260-266.

THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altérations associées: calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les Argiles plastiques du bassin de Paris. *Sc. Géol., Mém.*, n° 64, 173 p.

THIRY M., DELNAUNAY A., DEWOLF Y., DUPUIS C., MÉNILLET F., PELLERIN J., RASPLUS L. (1983) - Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, n° 1, pp. 31-40.

TROMELIN G. de, LEBESCONTE P. (1876) - Observations sur les terrains primaires du Nord du département d'Ille-et-Vilaine et de quelques autres parties du massif breton. *Bull. Soc. géol. France*, (3), IV, pp. 583-623.

VANDERNOTTE L. (1913) - Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure sud-est du Massif armoricain. Thèse, 188 p., Paris.

VANNIER J. (1986) - Ostracodes *Binodicopa* de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain (partie 1). *Paleontographica*, Abt. A, 193, Lfg. 1-4, pp. 1-143, 13 pl. h.t. - Ostracodes *Palaeocopa* de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain (partie 2). *Paleontographica*, Abt. A, 193, Lfg. 5-6, pp. 145-233, 13 pl. h.t.

VUILLEMIN C. (1986) - Les Tetracoralliaires (Rugosa) du Carbonifère inférieur du Massif armoricain. Thèse univ. Rennes I, 212 p.

Cartes géologiques

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Laval* (n° 76): 1960, par Y. MILON, L. BERTHOIS, G. LUCAS et A. RENAUD.

Feuille *Mayenne* (n° 77): 1^{ère} édition, 1898, par A. BIGOT et D.P. OELHERT.
2^{ème} édition, 1965, par Y. MILON, L. BERTHOIS et L. GIRET.

Feuille *Château-Gontier* (n° 92): 1^{ère} édition, 1895, par L. BUREAU et D.P. OELHERT.
2^{ème} édition, 1941, (réimpression).

3^{ème} édition, 1967, par E. RAGUIN, C. LE
CORRE et les Sociétés de Fer de Saint-
Pierremont et de Segré.

Feuille *La Flèche* (n° 93) : 1^{ère} édition, 1909, par D.P.OEHLERT, A. BIGOT,
MATTE ET BIZET.

2^{ème} édition, 1965, par A. RENAUD, P.R. GIOT,
A. PHILIPPOT et F. DOUVILLÉ.

Cartes géologiques à 1/500 000

Feuille *Nantes* (1979), Coordination J. MELOUX.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des 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 :

- au SGR Pays-de-la-Loire, 10 rue Henri Picherit, 44300 Nantes ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée et coordonnée par François MÉNILLET qui a repris presque sans modification un texte de Jean PLAINE pour le Paléozoïque de la partie occidentale de la feuille. Des notes et textes de Bernard MANIGALT ont été utilisés pour les parties septentrionale et centrale de la feuille. Alain LE HÉRISSE a rédigé quelques paragraphes sur l'âge des formations paléozoïques. Les terrains briovériens ont été décrits d'après les travaux de Bernard et Jacqueline GUÉRANGÉ (notice de la feuille Château-Gontier) et des notes de Claude LANGEVIN, ingénieurs géologues au BRGM.

L'histoire géologique, la description des terrains du socle et la géologie structurale ont été corrigés par Alain LE HÉRISSE, Pierre MORZADEC, maître de conférences à l'université de Rennes et Jean PLAINE, cette dernière ayant été également revue par Jean CHANTRAINE, ingénieur géologue au BRGM et Joël ROLET, maître de conférences à l'université de Bretagne occidentale.

Etudes spécialisées

- *Pétrographie* des roches éruptives et volcaniques : Jean PLAINE et Monique TEGEY, ingénieur géologue au BRGM.
- *Chitinozoaires* : Florentin PARIS.
- *Conodontes* : Claude GIGOT, ingénieur géologue au BRGM.
- *Macrofaune* : Pierre MORZADEC.
- *Sédimentologie* des formations tertiaires et quaternaires Laurence FLEURY, stagiaire au BRGM et François MÉNILLET.

