

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

DOMFRONT

par

Y. VERNHET, F. DORÉ, J.P. LAUTRIDOU,
H. TALBO, G. VERRON, R. DHELLEMES,
C. ENOUF

DOMFRONT

La carte géologique à 1/50 000
DOMFRONT est recouverte
par les coupures suivantes de la Carte
géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : AVRANCHES (N° 61)
à l'est : ALENÇON (N° 62)

Mortain	Fiers- de-l'Orne	Argentan
Landivy	DOMFRONT	La Ferté- Macé
Ernée	Mayenne	Villaines- la-Juhel



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

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

par

**Y. VERNHET, F. DORÉ, J.P. LAUTRIDOU,
H. TALBO, G. VERRON, R. DHELLEMES, C. ENOUF**

1995

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : VERNHET Y., DHELLEMMES R., DORÉ F., ENOUF C., LAUTRIDOU J.P., VERRON G. (1996). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Domfront** (249). Orléans : BRGM. Notice explicative par Y. Vernhet, F. Doré, J.P. Lautridou, H. Talbo, G. Verron, R. Dhellemmes, C. Enouf (1995), 106 p.

— *pour la notice* : VERNHET Y., DORÉ F., LAUTRIDOU J.P., TALBO H., VERRON G., DHELLEMMES R., ENOUF C. (1995). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Domfront** (249). Orléans : BRGM, 106 p. Carte géologique par Y. Vernhet. R. Dhellemmes, F. Doré, C. Enouf, J.P. Lautridou, G. Verron (1996).

© BRGM, 1995. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1249-8

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	6
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	9
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	11
Briovérien post-phtanitique	11
Plutonisme cadomien	19
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	23
Ordovicien	24
Silurien	34
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	39
<i>TERTIAIRE</i>	41
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	46
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	49
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	59
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	70
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	77
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	77
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	79
<i>RISQUES NATURELS</i>	80
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	80
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	82
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	82
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	86
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	86
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	87
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	87
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	96
AUTEURS	96
ANNEXE : COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES	99

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille à 1/50 000 Domfront (soit environ 528 km²) est situé en Basse-Normandie, dans la partie nord-est du Massif armoricain (bocage normand). À cheval sur les départements de l'Orne et de la Mayenne, il comprend l'apophyse sud-ouest du parc naturel régional Normandie-Maine. Les principales communes présentes sur cette carte sont Domfront, Bagnoles-de-l'Orne, Lassay-les-Châteaux, Céaucé, Couterne, Juvigny-sous-Andaine, La Chapelle-d'Andaine, Saint-Michel-des-Andaines et Tessé-la-Madeleine.

Relief

Il apparaît relativement différencié et directement contrôlé par des structures ou contacts géologiques globalement orientés NW-SE, telle, au Sud, l'importante barre de roches métamorphiques (cornéennes) marquant le contact entre le Briovérien et la granodiorite de Passais—Le Horps (altitude variant entre 200 et 270 m; point culminant : le mont Margantin à 270 m).

Au Nord, deux barres rocheuses s'individualisent : l'une (de Domfront à l'Ouest au château de Monceau à l'Est) composée de cornéennes, et dont les altitudes varient entre 160 et 220 m; l'autre, au Nord de la précédente et sécante sur cette dernière (WNW-ESE), correspondant au Grès armoricain de la bordure sud du synclinal paléozoïque de Domfront. Les altitudes sont comprises entre 180 et 280 m, le point culminant étant de 284 m au Grand-Plat-de-Bois (au Nord de Juvigny-sous-Andaine). Cette barre paléozoïque apparaît dédoublée dans la partie nord de la coupure (forêt des Andaines—La Ferté-Macé) par un second niveau de grès primaire, le Grès de May, culminant à 250 m.

Ces différentes barres délimitent plusieurs zones déprimées bien distinctes, à relief monotone, correspondant aux granodiorites de La Ferté-Macé à l'Est et de Passais—Le Horps au Sud, aux sédiments briovériens de la bande médiane Madré—Domfront et aux schistes paléozoïques de la forêt des Andaines au Nord.

Dans le domaine briovérien de la bande médiane, le contraste existant de part et d'autre d'une ligne Sainte-Marie-du-Bois—Thubœuf, entre la zone ouest et la zone est nettement plus vallonnée et encaissée, traduit une différence de lithologie, notamment caractérisée à l'Est par un important développement des faciès grauwackeux.

Hydrographie

Le territoire couvert par la feuille est drainé par la Mayenne et quatre de ses affluents principaux, la Varenne, l'Égrenne, la Gourbe et la Vée; ceux-ci alimentent plus au Sud le bassin de la Loire. La disposition du réseau hydrographique est fortement influencée par la structuration géologique de la région et placée, dans ses axes majeurs, sous contrôles lithologiques et structuraux. Sur le plan lithologique, les dépressions creusées au Nord dans les schistes paléozoïques, canalisent plusieurs ruisseaux s'écoulant parallèlement aux structures hercyniennes, tels les ruisseaux du Fief-aux-Bœufs et de la Prise-Pontin.

La partie médiane, briovérienne, délimitée au Nord et au Sud par les barres de cornéennes, possède, en dehors de la Mayenne et de ses affluents majeurs, son propre réseau hydrographique. Les ruisseaux tels ceux du Mênil-Roulé, des Vallées et de la Drouardière, prennent leur source dans les cornéennes. Dans la partie nord de cette même zone, le trajet emprunté par les ruisseaux de Bazeilles, des Vallées et, en partie, par le cours de la Mayenne, correspond à quelques mètres près à la limite entre les faciès métamorphiques, au Nord, et les sédiments non métamorphisés.

Sur le plan structural, en dehors des grandes structures induites par les différentes phases de plissements (cadomienne et hercynienne) plusieurs réseaux de fractures, de directions variées (N40°E, N160°E, N180°E) orientent plus ou moins partiellement le cours de certaines rivières ou ruisseaux tels la Mayenne (par tronçon), la Varenne, la Vée, les ruisseaux d'Anglaine, de la Drouardière, de Valoré ou du Moulin-Guérin. Ces accidents transversaux sont à l'origine de l'ouverture des principales cluses présentes dans les barres rocheuses et empruntées par des cours d'eau comme la Mayenne ou la Varenne.

Enfin, deux zones déprimées situées en bordure de l'Égrenne (région de Saint-Gilles-des-Marais) et de la Mayenne (région de Rennes-en-Grenouilles) ressortent très distinctement dans le paysage. Ces secteurs sont à relief monotone (altitude moyenne de 120 m), occupés par des marais dans la région de Saint-Gilles (plus ou moins drainés à l'heure actuelle) et correspondent à d'importants flats alluviaux de plusieurs centaines de mètres de large, anciens à actuels, à matériel fin à grossier. Entre Geneslay et Rennes-en-Grenouilles, le cours de la Mayenne apparaît en partie contrôlé par la nature des roches (barre de grauwackes sur laquelle vient buter la Mayenne) et par une série de failles N40°E.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région couverte par la feuille Domfront à 1/50 000 se situe dans la partie nord-est du Massif armoricain, au cœur du domaine de la

Mancellia (Chauris *et al.*, 1956; Cogné, 1972) délimité au Nord-Ouest par le linéament majeur de Granville et de la Drôme, au Sud par l'accident cisailant nord-armoricain. Ce domaine est essentiellement constitué de terrains protérozoïques affectés par l'orogénèse cadomienne, et de terrains paléozoïques faiblement déformés lors de l'orogénèse hercynienne. Structuralement, cette feuille se situe dans le domaine continental intraplaque du domaine cadomien nord-armoricain (fig. 1).

La zone cartographiée couvre un domaine sédimentaire constitué en majorité de terrains détritiques marins protérozoïques et paléozoïques, de quelques dépôts lacustres tertiaires et de formations superficielles continentales quaternaires; et un domaine cristallin appartenant au batholite mancennien. (*cf.* schéma structural de la carte).

Les formations protérozoïques sont constituées de siltites, argilites, grauwackes et conglomérats, attribués au Briovérien supérieur post-phtanitique (Le Corre, 1977) (absence de niveaux de phtanites caractérisant le Briovérien inférieur). Ces terrains sédimentaires forment une bande d'environ dix kilomètres de large, orientée NW-SE, traversant l'ensemble de la carte depuis Madré jusqu'à Domfront.

Ces formations ont été déformées au cours de l'orogénèse cadomienne (entre 540 et 600 Ma), affectées à l'échelle régionale par un métamorphisme de faible intensité (anchi- à épizonal), et, à une échelle plus locale, par un métamorphisme de contact (cornéennes) lié à la mise en place de granitoïdes cadomiens syn- à tardi-orogéniques. Ces intrusions granodioritiques affleurent au Nord-Est (partie sud de la granodiorite de La Ferté-Macé) et dans la majeure partie du quart sud-ouest de la feuille (granodiorite de Passais—Le Horps).

La couverture paléozoïque, localisée dans le quart nord-est de la carte, est discordante sur le socle cadomien. Elle est composée de terrains dont l'âge de mise en place se situe entre l'Ordovicien (Arénig) et le Silurien. Cette série se décompose en une succession d'assises gréseuses (Grès armoricain, Grès de May, Grès culminant) ou schisteuses (Schistes du Pissot, Schistes du Pont-de-Caen, ampélites siluriennes).

Ces sédiments paléozoïques s'inscrivent dans une structure synclinale régionale, le synclinal de Mortain—Domfront, résultant d'une phase de déformation modérée au cours de l'orogénèse hercynienne.

Aucun dépôt d'âge secondaire n'est connu. Par contre, quelques affleurements de sédiments tertiaires ont été observés, en particulier dans la région de Céaucé, alignés le long du grand accident N160°E de l'Égrenne—Mayenne. Ces formations sont fluviatiles (sables, graviers) à laguno-lacustres (argiles et calcaires à bithynies). Ces dernières, datées du Ludien supérieur (Éocène terminal), se sont mises en place dans des petits fossés tectoniques dont le fonctionnement est probablement associé à une phase distensive ayant affecté l'Europe occidentale à partir de l'Éocène supérieur (Vignerresse, 1986).

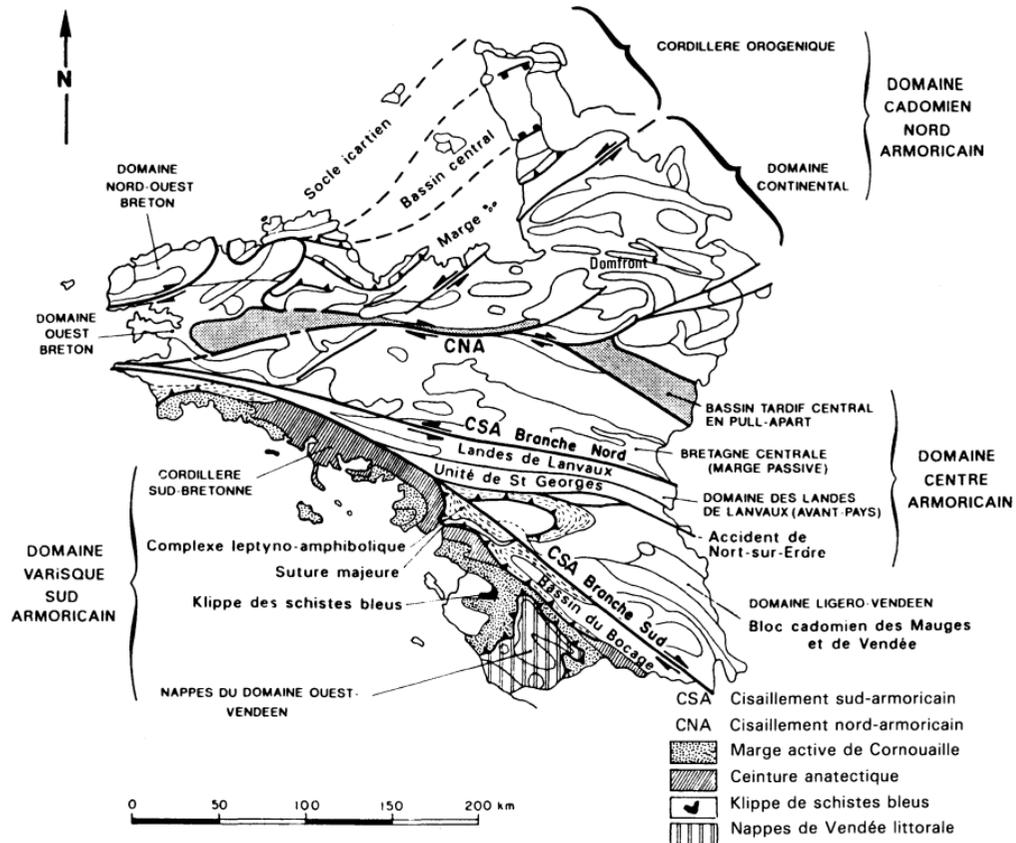


Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (d'après Chantraine, 1989)

Les formations les plus récentes sont d'âge quaternaire, soit continentales, représentées par des dépôts périglaciaires et des placages lœssiques, soit laguno-lacustres (argiles des communes de La Haute-Chapelle et de Saint-Gilles-des-Marais).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les premières cartes géologiques régionales ont été réalisées par E. Blavier (1837 et 1840 : cartes de la Mayenne et de l'Orne), A. de Caumont (1838 : carte de l'Orne) et J. Skrodski (1887 : canton de Domfront). La première carte géologique de synthèse à 1/80 000 (Alençon), couvrant à plus de 90 % la feuille de Domfront, a été réalisée en 1893 par A. Bigot, P. Bizet et A. Letellier ; cette édition fût réactualisée en 1924 par A. Bigot et R. Matte, puis en 1963 par M.J. Graindor.

En l'espace de 70 ans, les limites stratigraphiques sont restées globalement identiques. Les contours ont par contre été profondément remaniés, affinés, notamment au niveau du Paléozoïque, avec cependant dans certains cas des pertes d'informations, en particulier au niveau des auréoles de métamorphisme.

En 1963, M.J. Graindor introduit le terme de « Briovérien » (défini par C. Barrois en 1899), qu'il subdivise sur cette région en deux ensembles, moyen et supérieur, ce dernier étant caractérisé par la présence de « tillites ».

Sur le plan structural, les deux phases de plissements cadomienne et hercynienne sont mises en évidence dès 1893. A. Bigot et M.J. Graindor associent à la phase souple hercynienne d'importants déplacements tangentiels, voire des chevauchements (Graindor, 1963), responsables de la structuration actuelle des « synclinaux paléozoïques ».

Les connaissances sur la géologie régionale ont largement progressé depuis grâce aux publications des feuilles à 1/50 000 La Ferté-Macé (Doré *et al.*, 1977b), Flers-de-l'Orne (Beurrier *et al.*, 1982), Mortain (Ménillet *et al.* 1987), Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1986) et Argentan (Ménillet *et al.*, 1989), mais également grâce aux différentes études réalisées sur cette région. Parmi celles-ci on citera, sur un plan général, les travaux de C. Klein (1973) et M. Robardet (1981), sur un plan spécifique, les études de M.J. Graindor (1957, 1965), J. Cogné (1972), C. Le Corre (1977), J. Chantraine *et al.* (1982, 1986, 1988), F. Doré *et al.* (1985) et L. Dupret et J. Le Gall. (1984) pour le Briovérien, de M. Jonin (1973, 1981), M. Jonin et P. Vidal (1975) pour les grani-toïdes, les thèses de R. Maillot (1969) et de C. Enouf (1981) pour le Paléozoïque, et les travaux de J.P. Lautridou (1985) pour les formations superficielles.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Domfront a été élaborée dans le cadre du levé systématique de la Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000.

Les principales difficultés rencontrées proviennent des conditions d'affleurement, très irrégulières d'un secteur à l'autre, ce qui peut engendrer des problèmes de corrélation (notamment dans le Briovérien), et en particulier très médiocres dans les zones à fort recouvrement qu'il soit terrigène (limons, alluvions) ou végétal (prairies, forêts, marécages). La cartographie dite « en pierres volantes » dans les labours a été très fortement utilisée.

Les travaux de remembrement (en cours) ont par contre nettement facilité les observations (aménagement de routes, fossés, travaux de drainage) et le cheminement (suppression des haies). Enfin, la culture du maïs, prédominante dans ce secteur, a permis d'étendre la période de cartographie en champs jusqu'au mois de juin.

Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés

Une rapide comparaison avec les cartes à 1/80 000 et à 1/50 000 éditées à ce jour montre l'importance de l'apport de la feuille Domfront à la connaissance de la géologie régionale, tant sur le plan scientifique que sur le plan économique.

Sur le plan lithostratigraphique, plusieurs modifications ont été introduites, en particulier :

- pour le *Briovérien*, cartographie détaillée des différents horizons de siltites et grauwackes et individualisation de quatre niveaux lithologiques bien distincts ; découverte de nouveaux affleurements ou épandages de conglomérats briovériens à galets de phthanite et quartz ;
- pour le *Paléozoïque*, affinement des limites de formations anciennement reconnues et remaniement des contours du synclinal de Domfront et du diverticule de La Ferrière-aux-Étangs ;
- pour le *Tertiaire*, mise en évidence de nouveaux dépôts d'âge éocène (Ludien supérieur) dans le secteur de Céaucé ;
- pour le *Quaternaire*, découverte près de Domfront (la Goulande) de dépôts laguno-lacustres, et cartographie détaillée des formations superficielles (loess, formations périglaciaires, alluvions), importantes au plan économique (agriculture, aménagement, environnement).

En outre, plusieurs nouveaux affleurements de dykes doléritiques ont été reconnus, notamment à l'Est de Domfront.

D'un point de vue métamorphique et structural, plusieurs modifications ont été introduites, notamment :

- concernant le *Briovérien*, les différentes auréoles de métamorphisme de contact (faciès tachetés et cornéennes) ont été distinguées. D'autre part, les bancs massifs de siltites et de grauwackes ont été cartographiés en continu (dans la mesure du possible) au travers des différentes

zones métamorphiques, depuis la bande médiane non métamorphique jusqu'au contact de la granodiorite. Cette innovation présente sur le plan économique un intérêt tout particulier pour la recherche de matériaux. Sur le plan scientifique, elle permet de visualiser la structuration et les relations de cet ensemble sédimentaire protérozoïque vis-à-vis des massifs intrusifs et de la couverture paléozoïque ;

— pour le *Paléozoïque*, la structuration du synclinal de Domfront, ses relations vis-à-vis des grands accidents hercyniens, mais également avec le diverticule de La Ferrière-aux-Étangs, ont été précisées.

Au niveau tectonique cassante, plusieurs réseaux de fractures ont été reconnus (directions N160 à 170°E ; N40 à 45°E ; N180°E et N115 à 125°E), en particulier deux grands accidents N160°E, l'un aligné sur les cours de l'Égrenne et de la Varenne, l'autre passant par Melleray (cours de la Mayenne)—Avrilly et situé dans le prolongement de la faille dite de l'Égrenne (cartes 1/50 000 Flers-de-l'Orne : Beurrier *et al.*, 1983 ; et Mortain : Ménillet *et al.*, 1987).

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Briovérien post-phtanitique, peu ou pas métamorphique à métamorphique

Le terme de Briovérien (Barrois, 1899) regroupe l'ensemble des terrains azoïques, sous-jacents aux séries cambro-ordoviciennes, et affectés par les déformations cadomiennes et les intrusions tardi-tectoniques antécambriennes de la Mancellia.

Bien qu'azoïque, le Briovérien régional du domaine mancennien appartient très probablement au Protérozoïque terminal ; il est en effet, d'une part, situé sous la discordance du Cambrien basal et traversé par les granitoïdes mancenniens datés à 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982) et remanie, d'autre part, les éléments de phtanites (Briovérien post-phtanitique) provenant de la destruction de la chaîne cadomienne interne, dont la surrection est datée autour de 590 Ma (Guerrot *et al.*, 1989).

La stratigraphie du Briovérien reste encore à l'heure actuelle mal connue. La subdivision du Briovérien en trois «étages», établie par M.J. Graindor en 1957, est maintenant abandonnée. La distinction entre un Briovérien inférieur volcano-détritique à phtanites, caractérisant un domaine cadomien interne, et un Briovérien supérieur détritique terrigène post-phtanitique, caractérisant un domaine cadomien externe (Cogné, 1972 ; Le Corre, 1977) (fig. 1), est maintenant couramment utilisée. Les terrains protérozoïques mancenniens présents dans cette région sont intégralement positionnés dans le Briovérien supérieur post-phtanitique.

Le Briovérien de la région de Domfront est essentiellement constitué par des alternances centimétriques à plurimétriques de siltites, argilites et grauwackes au sein desquelles s'intercale un niveau conglomératique communément appelé «schistes à galets». Cet ensemble de type flyschöide, très monotone à l'échelle régionale, apparaît en fait, dans le détail, beaucoup plus complexe qu'il n'y paraît. La cartographie détaillée, telle qu'elle a été réalisée sur ce secteur, a permis, au sein de cette bande sédimentaire, de différencier quatre niveaux bien distincts, représentés successivement, de bas en haut, par des alternances silto-grauwackeuses, des siltites plus ou moins ardoisières, des lentilles de conglomérats à galets de quartz et phanite, et des grauwackes. Elle a d'autre part permis de suivre l'évolution de ces différents faciès au travers de la zonalité métamorphiques.

Aucun affleurement n'a permis, sur l'ensemble de la zone, d'observer en continu la succession lithostratigraphique présentée. Celle-ci ne doit par conséquent être considérée que comme une proposition basée sur différentes observations.

Concernant les relations grauwackes (bG) et siltites (bS), les bancs massifs de grauwackes apparaissent, dans le quart sud-est de la coupure, régulièrement sus-jacents aux bancs de siltites-argilites et disposés, d'après les mesures structurales, au cœur des structures synclinales mises en évidence cartographiquement.

Les alternances (bSG) apparaissent quand à elles dissociées des grauwackes (bG), le passage entre les deux formations s'effectuant par l'intermédiaire des siltites massives bS. Ces alternances seraient par conséquent sous-jacentes à l'horizon bS. Le conglomérat briovérien est systématiquement localisé au contact bS/bG, avec une granulométrie décroissante du bas vers le haut. La succession telle qu'elle est proposée apparaît par conséquent, en terme de séquence positive, logique, la mise en place du conglomérat marquant l'amorce d'un nouveau cycle sédimentaire.

Cette démarche cartographique à maille serrée ne modifie en rien les connaissances déjà acquises sur les différents faciès sédimentaires reconnus sur les feuilles voisines, mais démontre qu'il est possible de structurer cet ensemble sédimentaire réputé monotone, à la condition toutefois d'avoir au départ un calage des niveaux non métamorphiques.

Briovérien épizonal

Le Briovérien supérieur est composé de siltites, argilites et grauwackes, de teinte grise à verdâtre, traditionnellement désignés dans la région sous les termes d'«argelette» pour les faciès fins et de «la tuf» pour les faciès grossiers.

Dans le texte qui suit, les terrains sont présentés tels qu'ils semblent s'organiser dans le log lithostratigraphique (*cf.* log de la carte) c'est-à-dire, de bas en haut :

- les alternances flyschoides (bSG) avec leurs différents faciès (grauwackes, siltites et argilites);
- les siltites, siltites ardoisières, argilites dominantes (bS);
- les grauwackes dominantes (bG), avec dans leur partie basale les conglomérats à galets de phanite et quartz.

bSG. Alternances silto-grauwackeuses. Elles sont localisées dans la partie centrale de la carte, entre Rennes-en-Grenouilles et Avrilly, dans une zone à fort recouvrement superficiel.

Trois faciès lithologiques principaux y ont été distingués : des argilites, des siltites straticulées et des grauwackes fines à grossières. Ces roches sont organisées en alternances rythmiques, plus ou moins granoclassées, de petits bancs de puissance variable, millimétrique à métrique. Étant donné la rythmicité et la puissance de ces horizons, aucune prédominance tant silteuse que gréseuse ne peut être discernée et cartographiée à l'échelle du 1/50 000. Seuls quelques îlots grauwackeux ont pu être différenciés (bSG [1]).

Les limites entre les lamines de siltites et les bancs de grauwackes sont en général bien tranchées, mais fréquemment irrégulières en liaison avec des figures sédimentaires de courants (*flute-cast*) et/ou de charges (*load-cast*). Les siltites, en majorité dominantes sur les argilites, apparaissent fréquemment étroitement imbriquées avec ces dernières et affectées par des figures sédimentaires de type stratifications obliques ou entrecroisées.

Un granoclassement vertical des éléments peut être observé. Il apparaît cependant plus ou moins bien exprimé selon les échelles, centimétrique pour les siltites et pluridécimétrique à métrique pour les grauwackes.

Ces alternances sont interprétées comme des turbidites (Garlan, 1985) mises en place dans un bassin marin situé en bordure d'une zone tectoniquement instable. Sous les effets d'instabilités gravitaires, des matériaux détritiques grossiers accumulés en marge du bassin sont régulièrement remis en mouvements (création de courants de turbidité) et déposés sur les sédiments fins du bassin. La puissance de cette formation est inconnue (base non atteinte).

● **Grauwackes.** Ces roches d'origine terrigène sont de couleur grise à verte, souvent pulvérulentes à l'affleurement. Ce sont des wackes immatures, à granulométrie fine à grossière, composés de débris monominéraux et lithiques en majorité anguleux, non classés, hétérométriques et dispersés dans une matrice silto-argileuse abondante. Les éléments monominéraux sont nettement prédominants et composés de quartz et, en proportion moindre, de plagioclase.

Les grains de quartz sont essentiellement monocristallins, anguleux, lancéolés, plus accessoirement subarrondis, et présentent pour certains un habitus pouvant s'apparenter à celui des quartz d'origine volcanique. Les plages polycristallines (quartz engrené ou en flammes) sont peu nombreuses, en général plus grossières et fréquemment arrondies.

Les éléments feldspathiques sont essentiellement plagioclasiques, anguleux, plus ou moins séricitisés et de granulométrie identique à celle des grains de quartz monocristallins.

Les éléments lithiques sont essentiellement composés de micro-quartzite, de phtanite (à pigment carbonneux et pyrite), parfois de siltite, et apparaissent fréquemment plus grossiers et plus usés (forme ovoïde) que les autres constituants.

Accessoirement on peut distinguer quelques lamelles de muscovite et biotite (chloritisée) détritiques, des minéraux opaques (oxydes de fer) ainsi que quelques grains de zircon, tourmaline verte et sphène.

La matrice est quartzo-phylliteuse, plus ou moins développée selon les bancs et évoluant entre un pôle quartzeux et un pôle phylliteux (séricite, chlorite et biotite vert très pâle).

• **Siltites et argillites.** Ces roches sont de couleur grise à verdâtre, à grain très fin. Les siltites sont constituées de petits fragments anguleux de quartz (en majorité) et de plagioclase, associés à de fines particules phylliteuses (séricite, chlorite, biotite vert pâle) et accessoirement à des granules de zircon. Leur granulométrie et leur proportion peuvent varier notablement, conférant à la roche un aspect laminé, rubané très caractéristique (siltites straticulées).

Les argillites sont essentiellement composées de phyllites (séricite-chlorite) et se montrent fréquemment fortement chargées en particules opaques. La tourmaline verte, néoformée, est omniprésente, en particulier dans les horizons phylliteux.

Dans ces deux faciès, la trame phylliteuse apparaît de façon systématique orientée parallèlement aux plans de stratification ou très légèrement oblique sur ceux-ci (en dehors des charnières de plis). Cet alignement de phyllites, accompagné d'un alignement de fines particules opaques (matière organique et oxydes de fer), matérialise une schistosité de type flux d'origine tectonique.

bs. **Siltites, siltites ardoisières et argillites dominantes.** Ces faciès ont principalement été observés dans la partie est de la carte, notamment dans les secteurs de Thubœuf, Saint-Julien-du-Terroux, Madré et Chevaigné-du-Maine, où ils constituent une série de bandes plus ou moins régulières et parallèles orientées N80 à N100°E.

Placées stratigraphiquement au-dessus des alternances bSG, ces siltites apparaissent, par rapport à celles des alternances, nettement plus développées (puissance en coupe estimée à 100-150 m) mais

demeurent pétrographiquement identiques à celles-ci. Étant donné la similitude de faciès, mais également la médiocrité des affleurements, la limite entre ces deux ensembles reste délicate à définir et ne doit par conséquent être considérée que comme une limite de passage.

Outre leur puissance, ces faciès fins se caractérisent par un important développement des siltites-argilites ardoisières, de couleur gris bleuté à noire, ayant fait l'objet dans le passé de nombreuses petites exploitations artisanales (Thubœuf, Saint-Julien-du-Terroux, Madré, Chevaigné-du-Maine). Bien qu'étant largement dominants, ces faciès fins sont cependant loin d'être homogènes et peuvent renfermer quelques fines intercalations grauwakeuses.

Leurs caractéristiques sont sensiblement identiques à celles des siltites-argilites sous-jacentes (BSG). Elles sont rubanées (alternances siltite-argilite ou variations de granulométrie au sein des siltites) et organisées en séquences millimétriques à pluridécimétriques présentant localement des figures sédimentaires de type stratifications obliques ou entrecroisées. Ces roches sont composées d'une fraction quartzeuse très fine et d'une fraction phylliteuse à séricite-chlorite et biotite vert pâle. Quelques plages de pyrite peuvent localement être observées.

Elles sont affectées par une schistosité de type flux, S1, soulignée par l'orientation des phyllites (séricite-chlorite) et l'alignement des minéraux opaques, et en général subparallèle à parallèle au plan de stratification S0. Cette schistosité, à l'origine du débit subardoisier de ces roches, apparaît de façon très fruste, reprise localement par une seconde schistosité S2 (angle de 25° sur S1), essentiellement marquée par une réorientation, à son passage, des minéraux préexistants. La qualité de ces « ardoises » reste cependant très moyenne en raison de l'importance de la fraction fine quartzeuse et de la présence de cette ébauche de seconde schistosité S2.

bg. Grauwackes dominantes et conglomérats. Ces faciès sont particulièrement bien développés à l'Est dans la zone de Thubœuf, Saint-Julien-du-Terroux, Madré et Chevaigné-du-Maine. Ils forment, du Nord au Sud, une série de bandes orientées N80 à N100°E, alternant cartographiquement avec les siltites dominantes sous-jacentes (BS). Le caractère répétitif de ces formations traduit l'existence d'une phase de déformation à plis serrés, orientés cartographiquement N80 à N100°E.

Ces passées grauwakeuses sont loin d'être homogènes et peuvent être interrompues par de fines passées silteuses ; leur puissance peut être estimée (par coupe) à 100-150 m.

● **Grauwackes dominantes.** Les composants restent à tout point de vue identiques à ceux décrits précédemment dans les grauwachkes des alternances (BSG). Des variantes peuvent cependant être distinguées soit au niveau granulométrique (faciès grossiers à microcongloméra-

tiques aux abords des conglomérats), soit au niveau de la composition du ciment (ciment très quartzeux dans les environs de Beaulandais et de Lucé).

• **Conglomérats.** Ces niveaux, connus sous différentes appellations («schistes à galets» ou «tillites») ont été observés à plusieurs reprises sur cette zone, en particulier dans les secteurs du Housseau-Brétnolles (la Térye, la Maillardière), de Saint-Julien-du-Terroux (l'Oiselière, la Foucaudière, la Ruaudière), de Madré (Mont-Mer) et des Chauvières (ferme de Launay-Gondart).

Ce faciès est sensiblement similaire à ceux décrits notamment à l'Est sur les cartes à 1/50 000 Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1987), Alençon (Dassibat *et al.*, 1982), La Ferté-Macé (Doré *et al.*, 1977a), Fresnay-sur-Sarthe (Juignet *et al.*, 1984b) ou à l'Ouest sur la coupure Avranches (Langevin *et al.*, 1984b). Les seules différences notoires entre ces différents points d'observation résident dans la gangue, tantôt silteuse, tantôt grauwaqueuse, et dans l'existence d'un ou de plusieurs niveaux. Ces conglomérats présentent une certaine similitude avec le Poudingue de Gourin de Bretagne centrale, mais sont à galets plus dispersés.

Les éléments sont noyés dans une matrice grauwaqueuse grise à verdâtre composée en majorité de grains de quartz monocristallins et anguleux, ou polycristallins plus grossiers et émoussés, de fragments de plagioclase et de débris lithiques divers (quartzite, microquartzite, phtanite et siltite). On y observe accessoirement quelques plages de biotite ou muscovite détritiques et quelques grains de zircon. Le ciment est quartzo-phylliteux, à quartz finement cristallisé associé à des phyllites (séricite-chlorite) disséminées ou en agrégats. Une schistosité très fruste (S1 probable), soulignée par de fines particules opaques, peut y être distinguée. Cette gangue grauwaqueuse est à tout point de vue identique aux grauwaques des alternances (BSG).

Longtemps interprétées comme étant d'origine glaciaire (en raison de la présence de stries de friction, démontrées d'origine tectonique), ces formations traduisent en fait une rupture brutale du régime de sédimentation, caractérisée à l'échelle régionale par d'importantes coulées de débris, témoins probables d'importantes instabilités dans le domaine cadomien interne.

Sur la zone cartographiée, ces conglomérats n'ont pu être observés à l'affleurement qu'en deux endroits, à la Térye (près du Housseau-Brétnolles) et au lieu-dit les Haut-Buats à l'Est de Thubœuf, dans les faciès grauwaqueux (bG) métamorphisés ou non métamorphisés (cornéennes, faciès tachetés), à proximité immédiate des siltites dominantes (bS). Ailleurs, ils n'apparaissent dans les champs qu'à l'état d'épandages de galets, atteignant jusqu'à 750 m de long pour 350 m de large. La puissance de cet horizon lenticulaire reste indéterminée, probablement de l'ordre de quelques mètres. Les galets sont de forme ovoïde, noirs (en majorité) ou blancs, plus ou moins aplatis, essentiellement composés de phtanite et de quartz, plus ou moins chargés en oxydes de fer, accessoirement de grauwaque et de siltite. La taille

de ces éléments est très variable, comprise en moyenne entre 2 et 5 cm mais peut atteindre jusqu'à 15 cm.

Postérieurement à leur dépôt, ces conglomérats ont été affectés par des déformations cassantes à l'origine de la fracturation de la matrice et du tronçonnement des galets.

Briovérien métamorphique (métamorphisme de contact)

Les terrains briovériens ont dans cette région été affectés par deux événements métamorphiques majeurs, successivement :

- un métamorphisme dit régional, de faible intensité (anchizone à épizone) associé à l'orogénèse cadomienne et touchant l'ensemble des formations (cf. *supra*) ;
- un métamorphisme de contact (métamorphisme thermique) dû à l'intrusion des granodiorites de La Ferté-Macé et de Passais—Le Horps et se caractérisant par une recristallisation plus ou moins prononcée des terrains intrudés (auréole thermométamorphique d'environ 1,5 à 2 km de large) et une néoformation minérale (cordiérite, biotite, muscovite).

Les ceintures thermométamorphiques bordant les granodiorites de La Ferté-Macé et Passais—Le Horps ont été subdivisées en deux auréoles de métamorphisme, celle des « faciès tachetés » et celle des cornéennes. La limite externe des faciès tachetés est matérialisée par l'apparition dans les niveaux argilo-silteux de taches millimétriques brunes correspondant à de la cordiérite néoformée. La limite entre les cornéennes et les faciès tachetés est marquée par une forte accentuation du relief (au niveau des cornéennes) et un degré de recristallisation et de néoformation très poussé, affectant l'ensemble des faciès y compris les grauwackes.

La grande largeur des auréoles de métamorphisme témoigne d'une durée de mise en place et de refroidissement des granitoïdes assez longue, et de contacts granodiorite/Briovérien inclinés. La présence de biotite verte statique au sein du Briovérien épizonal, non seulement confirme cette hypothèse, mais permet également d'envisager l'existence d'un môle granitique à « faible » profondeur.

Faciès tachetés

Les subdivisions lithologiques établies au niveau du Briovérien épizonal apparaissent, au fur et à mesure que l'on se rapproche des granodiorites, de plus en plus délicates à suivre, notamment au passage des alternances (bSG) et des siltites dominantes (bS), ou dans la partie sédimentaire située à l'Ouest de la Mayenne et masquée par un fort recouvrement superficiel (limons, colluvions). Seuls les bancs massifs de grauwackes (bG²) et de siltites (bS²) situés dans la partie sud-est ont véritablement pu être individualisés. Le reste des formations tachetées observées, en apparence à dominante silteuse, a été regroupé

et décrit sous l'appellation usuelle, à prendre au sens large, de « schistes tachetés » (bS).

bS, bS². « **Schistes tachetés** » **indifférenciés et siltites en contexte tacheté**. Le métamorphisme de contact se marque au niveau de cette auréole par l'apparition très progressive dans les niveaux argilo-silteux (bSG, bS) de petites taches brunes (1 à 2 mm en moyenne) conférant à la roche un aspect tacheté caractéristique.

Au microscope, ces plages se montrent plus ou moins bien structurées, globuleuses, ovoïdales à subhexagonales, et composées de cordiérite pinnitisée localement accompagnée de biotite verte. Ces blastes de cordiérite se surimposent à la schistosité de flux S1 (à l'état relique dans les taches) matérialisée dans la roche par une trame à chlorite-séricite orientées, mais se montrent localement faiblement tournés, déformés, au passage d'une seconde schistosité S2, très fruste (ébauche) de type crénulation. Ces cordiérites néoformées sont postschisteuses S1, contemporaines de la mise en place des granitoïdes et anté-S2. La biotite verte, en lamelles parallèles ou sécantes au plan S1, est subcontemporaine de la cristallisation de la cordiérite.

bG² **Grauwackes et conglomérats en contexte tacheté**. Les effets du métamorphisme de contact sont à ce niveau relativement limités dans les faciès détritiques grossiers et se marquent, en l'absence de néoformation, par une légère recristallisation ou réorientation des minéraux préexistants. La cartographie de cette auréole de métamorphisme est par conséquent conditionnée par la présence des « schistes tachetés ».

Faciès cornéifiés : cornéennes à biotite, muscovite et cordiérite

Le terme de cornéenne est à prendre ici au sens large et regroupe l'ensemble des roches soumises, au contact des granites, à un métamorphisme thermique intense. Plusieurs faciès ont été distingués, en particulier des cornéennes tachetées (siltites cornéifiées) et des cornéennes compactes (grauwackes cornéifiées). Toutefois, les limites entre ces différents faciès sont de plus en plus délicates à saisir en raison du degré de recristallisation. Cartographiquement, seuls les bancs massifs de siltites (bSK) et de grauwackes (bGK) présents dans la partie sud en bordure du granite de Passais—Le Corps ont réellement pu être différenciés. Dans l'auréole nord (bordure du granite de La Ferté-Macé), aucune limite franche n'a pu être établie (cornéennes indifférenciées bK²) en raison de la pente, très accentuée, entraînant un fort déplacement et mélange des pierres volantes. On peut signaler toutefois, entre Juvigny-sous-Andaine et Antoigny, la prédominance de cornéennes compactes.

Globalement, ces roches sont de couleur brune, fortement recristallisées, dures, à texture massive, mais conservent en général leur litage sédimentaire. De couleur rouille à l'état altéré, elles sont en général accompagnées d'une multitude de filonnets de quartz blanc.

bsk, bk². Cornéennes tachetées et cornéennes indifférenciées. Les cornéennes tachetées (siltites cornéifiées), de couleur brune, sont essentiellement caractérisées par l'abondance de taches grises millimétriques (2 à 3 mm), ovoïdales à amiboïdes et subjointives. Ces taches correspondent à de la cordiérite néoformée, en général intégralement pinnitisée et fréquemment bordée, voire envahie par de grandes plages de muscovite tardive pœcilitique. Le fond de la roche est formé par un assemblage finement cristallisé de quartz, biotite brune statique en voie de chloritisation, plagioclase et tourmaline verte néoformée. La cordiérite, très développée dans les horizons phylliteux, est par contre relativement discrète, voire absente dans les passées quartzieuses. Ces blastes de cordiérite se montrent localement cataclasés, affectés par une ébauche très fruste de schistosité (S2) soulignée par une réorientation mécanique des minéraux.

bgk. Grauwackes dominantes cornéifiées. Différenciées en bordure nord de la granodiorite de Passais—Le Horps, dans les secteurs du Housseau—Brétignolles et des Chauvières, ces roches sont fortement recristallisées, à texture granoblastique polygonale. Elles sont constituées d'une mosaïque de quartz, plagioclases, biotite brune à verte plus ou moins chloritisée et de cordiérite pinnitisée en plages amiboïdes. La muscovite est abondante, en plages pœcilitiques développées préférentiellement au contact des cordiérites. Accessoirement on y distingue de la tourmaline verte tardive, du rutile (en aiguilles), du zircon, de l'apatite et parfois du feldspath potassique.

Plutonisme cadomien

γ⁴. Granodiorites à biotite et cordiérite (« pierre de grains » en terme local). Les roches granitiques couvrent environ 45 % de la superficie de la feuille Domfront. Elles occupent notamment tout le quart sud-ouest de la coupure entre Lassay, Céaucé et Saint-Fraimbault-sur-Pisse, et constituent dans le quart nord-est une bande étroite, passant par Antoigny et Tessé-la-Madeleine. Plus ponctuellement, elles affleurent en limite nord de la feuille dans une petite fenêtre au sein du Paléozoïque, et dans l'angle nord-est.

Le relief est en général, au niveau de ces zones granitiques, peu accentué. Les altitudes sont de l'ordre de 100 à 115 m dans les vallées de la Mayenne et de la Varenne, 170 m dans la région de Saint-Fraimbault-sur-Pisse—Couesmes—Vaucé, et 200 à 230 m dans le secteur de Lassay—Melleray. Quelques vallées relativement profondes peuvent apparaître le long de la Varenne et de la Mayenne, marquées par des dénivelés de 40 à 50 m en l'espace de quelques centaines de mètres. Les dépôts tertiaires sont localisés entre ces deux rivières, de Cigné à Céaucé.

Les meilleurs affleurements se situent le long de la Varenne et de la Mayenne et dans les secteurs de Céaucé et de Lassay. Ailleurs, ces

grandes zones granitiques sont arénacées ($\mathcal{A}\gamma^4$), recouvertes et plus ou moins mélangées à des limons lœssiques ou des placages de Tertiaire.

Ces roches granitiques font partie du batholite mancellien décrit par M. Jonin en 1981. La zone sud-ouest correspond au massif de Passais—Le Horps qui s'allonge sur une cinquantaine de kilomètres entre le massif de Louvigné—Gorron et le synclinal paléozoïque de Mortain—Domfront. La bande située au Nord-Est, ainsi que les autres pointements granitiques associés, constituent l'une des apophyses du granite de La Ferté-Macé.

Ces deux massifs sont, comme la majeure partie du batholite mancellien, constitués par une granodiorite à biotite et cordiérite du type granodiorite de Vire.

La roche est équante, exceptionnellement plane, à grain moyen voire grossier, localement à tendance porphyroïde (phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 2 cm). Ces phénocristaux restent cependant, par rapport au granite porphyroïde d'Avranches, très dispersés. La roche est de couleur gris bleuté à blanc grisâtre à l'état sain, gris-beige à jaunâtre à l'état altéré. Elle est composée de cristaux engrenés de quartz gris clair à éclat gras, de feldspath blanchâtre et de biotite. La cordiérite, vert bleuâtre, altérée, apparaît en grandes taches ou en petits prismes.

Ces granodiorites peuvent renfermer des enclaves de taille centimétrique à décimétrique de plusieurs types (visibles au niveau du sous-bassement du château de Lassay):

- des fragments anguleux à ovoïdes de cornéenne, fréquents au contact granodiorite/cornéenne;
- des enclaves à sections arrondies ou irrégulières, microgrenues, à composition de quartz-diorite à biotite ou cordiérite;
- des enclaves hyperalumineuses, noires, à biotite dans un fond de cordiérite rétro-morphosé, et andalousite en relique entourée de cordiérite et biotite;
- des nodules de quartz plus ou moins arrondis, de quelques centimètres de diamètre (jusqu'à 20 cm), composés de quartz hyalin à translucide, polycristallin, à bordure surmicacée, et provenant probablement du démantèlement de bancs gréseux briovériens ou de filons de quartz.

● **Caractères microscopiques** (d'après A.M. Hottin, BRGM). Ces granodiorites présentent la composition minéralogique suivante:

- plagioclase toujours dominant, automorphe, zoné (cœur d'andésine et bordure d'oligoclase-albite) et séricitisé;
- feldspath potassique en proportion variable, plus ou moins automorphe, notamment de l'orthose perthitique, pœcilitique, avec albitisation secondaire du feldspath potassique discrète; on observe parfois, au contact plagioclase/feldspath potassique, des franges ou bourgeons myrmékites;

- quartz en plages interstitielles à extinction onduleuse ;
- biotite, abondante, en cristaux automorphes à subautomorphes, isolés ou en amas ;
- cordiérite en prismes ou en plages noduleuses associées à du quartz ; cette cordiérite est pinnitisée ou totalement rétrotransformée en séricite-muscovite-chlorite et peut renfermer des inclusions de grenat ;
- muscovite secondaire, parfois abondante ;
- minéraux accessoires : apatite, zircon, leucoxène et oxydes de fer et titane.
- parfois tourmaline dans des faciès où la biotite est fortement chloritisée et la cordiérite intensément rétrotransformée.

Quelques analyses de minéraux lourds (études BRGM, *in* Jonin, 1981) révèlent au sein de ces granodiorites la présence de traces de pyrite, ilménite, magnétite, pyrrhotite, monazite, arsénopyrite, grenat, fluorine et disthène.

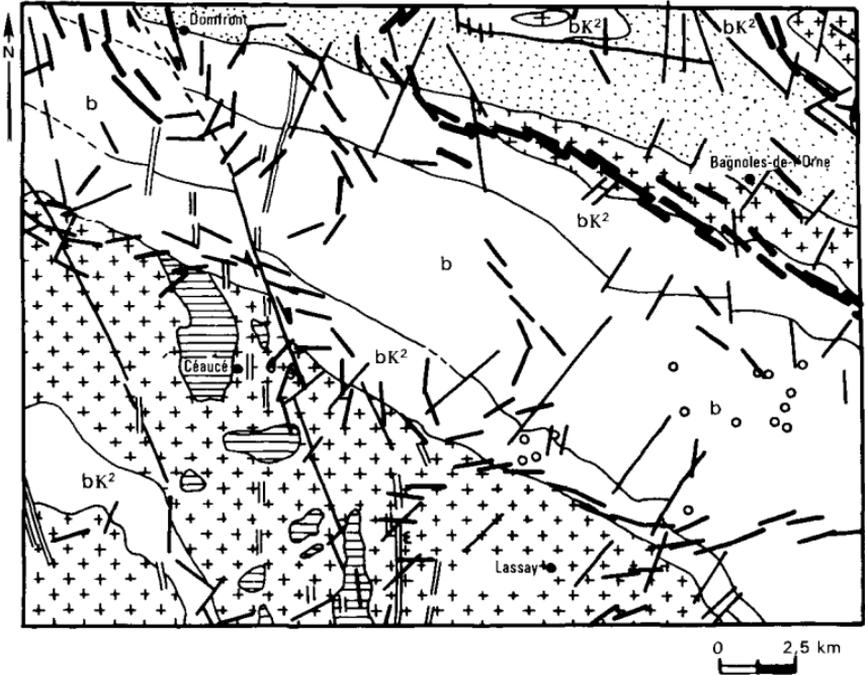
• **Variations de faciès et structure interne.** Sur le plan régional, les batholites de Passais—Le Horps, Vire et La Ferté-Macé apparaissent dans leur ensemble, en dehors des intrusions leucogranitiques tardicadomiennes, homogènes et représentés par le faciès granodioritique à biotite et cordiérite.

Au niveau du massif de Fougères, mis à part les intrusifs leucogranitiques, deux types pétrographiques ont été individualisés : les granodiorites à biotite seule et les granodiorites à biotite et cordiérite.

L'étude de l'orientation de la biotite dans les faciès granodioritiques de Fougères (Dadet *et al.*, 1981), entreprise afin de mettre en évidence une éventuelle structure interne du massif (fluidalités planaires et linéaires), n'a fait ressortir que des éléments structuraux peu développés, n'indiquant qu'une faible fluidalité dans le massif. Ces granodiorites ne présentent par conséquent pas de surface d'anisotropie bien marquée due à leur mise en place, ce qui est en accord avec le caractère équant de la roche à l'affleurement.

Signalons cependant (d'après les stéréogrammes), l'existence d'une fluidalité planaire redressée, parallèle à l'allongement du massif et aux structures du Briovérien, et une orientation préférentielle subhorizontale des biotites parallèle à la structure plate du toit du massif. Sur la feuille Domfront, les granodiorites à biotite-cordiérite sont, au centre comme en bordure des massifs, à caractère équant, non orientées, à l'exception du secteur du moulin de Varennes où une légère fluidalité planaire marquée par les biotites, a pu être distinguée.

• **Relations granodiorites—Briovérien.** Les granodiorites à biotite-cordiérite de Passais—Le Horps et de La Ferté-Macé sont sécantes sur les structures briovériennes. Le contact entre ces deux formations reste cependant, dans la majorité des cas, difficile à étudier en raison de la qualité médiocre des affleurements. Les quelques observations réalisées au moulin de Varennes (au Sud de Torchamp) et entre les fermes de la Basse-Celle et des Chauvières (6 km à l'Est de Lassay)



- b Briovérien non métamorphique
- bK² Briovérien métamorphique
- O Conglomérat briovérien
- + + + Granodiorite à biotite et cordiérite
- · · Paléozoïque
- — — Tertiaire
- = = Dyke doléritique

- Discontinuités gravimétriques (frontières de densité ou d'aimantation d'importance décroissante; type 4 = maxi)
- — — Type 3
- — Type 2

Fig. 2 - Feuille Domfront. Gravimétrie : analyse structurale automatique (seuil 2 %)
(L. Callier, Y. Husson, C. Leduc; BRGM, 1992)

font cependant apparaître un contact plongeant très redressé (70 à 80°) vers l'extérieur du massif granitique.

Les données de la prospection géophysique (*in* Callier *et al.*, 1992) ont permis de préciser la forme et le plongement de ces granites. Le traitement des données gravimétriques met en évidence, dans la partie nord de la feuille, une importante discontinuité gravimétrique soulignant tout du long la limite entre la granodiorite de La Ferté-Macé et le Briovérien, et caractérisant un contact subvertical probable entre ces deux formations (fig. 2 et coupe schématique de la carte).

La limite entre le massif de Passais—Le Horps et le Briovérien se montre par contre au niveau gravimétrie moins marquée, plus irrégulière, permettant d'envisager un contact nettement moins redressé, plongeant, vu la faible extension de l'auréole de cornéennes, vers l'intérieur du massif granitique. Toutefois, les données de la prospection magnétique aéroportée conduisent à envisager, près de la surface, un contact plongeant vers l'extérieur du massif (N. Debégliá, J. Corpel, BRGM, comm. orale), en accord avec les observations de terrain (*cf.* coupe schématique de la carte).

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques de la feuille Domfront s'étendent, grâce aux données paléontologiques locales ou des environs immédiats, de l'Ordovicien (Arénig à Ashgill) au Silurien (Llandovery à Ludlow), mais sur la foi de la comparaison lithologique, des niveaux plus élevés du Silurien (Pridoli) sont identifiés; des indications éparées (pierres volantes) laissent même soupçonner la présence de Dévonien inférieur (Lochkovien). La puissance totale de la sédimentation paléozoïque sur cette partie mancellienne du socle cadomien dépasse 600 m, mais en raison d'une couverture à 80 % par la forêt des Andaines et celle de La Ferté-Macé, l'approche de ces terrains reste incomplète.

Les formations paléozoïques possèdent des caractères communs qui les différencient de la sédimentation cambrienne des territoires voisins. Les grès de teinte claire, à faciès littoral, sont peu feldspathiques et n'admettent qu'un cortège de minéraux lourds ubiquistes (zircon, rutile, tourmaline). Les formations schisteuses, de teinte noire, traduisent des pulsions transgressives; elles dispensent dans leur fraction fine un faciès constant à illite-chlorite jusqu'au Wenlock, mais avec développement de la pyrophyllite à partir du Ludlow.

Par suite de la déformation varisque, cette couverture des sédiments paléozoïques sur la partie mancellienne du socle cadomien est engagée au niveau de la feuille Domfront dans deux unités majeures:

— le *synclinal de Domfront—Bagnoles-de-l'Orne*, de direction générale N105°E, et que prolonge le segment N125°E de la forêt de La Ferté-Macé; son flanc nord tronqué se réduit à des copeaux de Grès armoricain;

— l'unité de *La Ferrière-aux-Étangs*, de direction N140°E ; son raccord avec le synclinal de Domfront—Bagnoles s'effectue par le flanc sud faillé de l'anticlinal de l'Ermitage où réapparaît le socle cadomien ; le flanc nord-est de cette unité se limite également à une écaille de Grès armoricain.

Dans cette couverture paléozoïque plissée et où alternent des formations homolithiques à dominante gréseuse (Grès armoricain, Grès de May, Grès culminant) ou schisteuse (Schistes du Pissot, Schistes du Pont-de-Caen, ampélites siluriennes), l'érosion post-varisque a ciselé un « relief appalachien résiduel » (Klein, 1973) tout à fait saisissant lorsque sont empruntées les transversales au pli : route (D 218) de la Chapelle-Sainte-Geneviève à l'Étoile, de la Croix-Gautier à Saint-Michel-des-Andaines (D 235, puis D 53), d'Antoigny à la maison forestière de la Moussaie (D 20).

Ordovicien

o2. **Arénig. Grès armoricain : grès-quartzites blancs** (100 m dans la partie ouest, 150 m à l'est). Cette composante fondamentale de la sédimentation de l'Ordovicien inférieur en Armorique a conservé le nom initialement donné par M. Rouault (1851), quoique cet auteur y incluait, en Bretagne centrale, des couches rouges sous-jacentes.

Dans le domaine de la feuille Domfront, le Grès armoricain est la seule formation offrant des affleurements naturels et la seule où ceux-ci ont été inscrits dans la toponymie : la Roche-Cropet, Roc au Chien dans le flanc sud du syndical de Domfront—Bagnoles ; la Roche aux Dames, Roche aux Loups dans les écailles du flanc nord en forêt d'Andaine ; Rocher Broutin et le Rocher-Marie pour celles, également de flanc nord, du segment de la forêt de La Ferté-Macé.

Le Grès armoricain, formation homolithique à dominante quartzitique constitue le crêt morphologique le plus remarquable du flanc sud du synclinal Domfront—Bagnoles, s'élevant régulièrement depuis la région de Domfront (200-210 m) jusqu'au point culminant de la carte (borne 284 m, le Grand-Plat-de-Bois) au NNW de Juvigny-sous Andaine, s'abaissant ensuite régulièrement vers Bagnoles (220 m) et au-delà. Très largement utilisé dans le passé pour la construction et l'empierrement, ce matériau était extrait dans de nombreuses carrières, ouvertes soit au front du crêt (la Roche-Cropet, Mille-Mottes, la Renaudière), soit à son versant nord (carrières des Tanneries en rive droite de la Varenne, la Croix-des-Landes, étang des Landes).

● **Discordance du Grès armoricain sur le socle cadomien.** Le nom paléogéographique de la *Mancellia* (Pruvost, 1949) désigne, dans le Sud de la Basse-Normandie, une région élevée, héritée de l'architecture cadomienne, et qui ne sera submergée qu'avec le dépôt du Grès armoricain. Dans le cadre de la feuille Domfront, la transgression de

ce dernier s'effectue soit sur les granodiorites cadomiennes (partie est), soit sur le Briovérien métamorphique (partie ouest) :

— la carrière de la Roche-Cropet ($x = 388,75$; $y = 1101,00$) montre le contact entre le Grès armoricain orienté $N115^{\circ}E-36^{\circ}N$ et la granodiorite affectée d'une foliation dans la même direction ; le grès de base est feldspathique avec un mince horizon de conglomérat quartzeux. Un tel contact s'observait à l'Est de Bagnoles-de-l'Orne aux Mille-Mottes, mais l'urbanisation le rend maintenant inaccessible ; dans la même localité, mais en rive droite de la Vée, deux niveaux de conglomérat quartzeux (0,5 à 1 m) à éléments centimétriques se situent près de la base du Grès armoricain ;

— la discordance angulaire du Grès armoricain sur le Briovérien métamorphique est masquée, en rive gauche de la Varenne à Domfront, par des dépôts de solifluxion et des altérites rouges, mais se déduit de la géométrie des deux ensembles : $N80^{\circ}E-70^{\circ}S$ pour les schistes tachetés du Briovérien, $N115^{\circ}E-30^{\circ}N$ pour le Grès armoricain.

● **Succession et pétrographie.** La rive droite de la Varenne à Domfront montre la succession suivante de bas en haut, sans que la base puisse y être observée :

— quartzites blancs massifs, en bancs métriques, à scolithes (40 à 50 m) ; concrétions de pyrite au sommet ;

— alternance de quartzites gris en bancs décimétriques et d'argilites centimétriques (1 m) ;

— quartzites gris devenant plus sombres au sommet, en bancs métriques, à litage plan ou oblique de rides (26 m) ;

— alternance de quartzites et de siltites, à bilobites (1,5 m) ;

— quartzites gris sombre, en bancs décimétriques (10 m). Au sommet, des faisceaux gréseux à stratification oblique en mamelon (« tempestites » de J. Durand, 1985) sont séparés par des intraclastes ou des siltites noirs ; des bilobites s'observent. Le dernier banc est un conglomérat à graviers de quartz et « dragées » phosphatées.

Compte tenu des imprécisions, la puissance totale est de l'ordre de 90-100 m dans la coupe de la Varenne ; mais dans la région de Bagnoles-de-l'Orne, ainsi que dans le flanc ouest de l'unité de La Ferrière-aux-Étangs, elle atteint plus de 150 m.

En lame mince, le grain moyen de ces quartzites varie de 100 à 400 μm , avec un grain hétérométrique en particulier dans les niveaux de base. Muscovite et feldspath ne sont qu'occasionnels, hors de la semelle transgressive. Des échantillons de grès provenant de Bagnoles-de-l'Orne et de la Chapelle-Sainte-Geneviève ont fourni un cortège de minéraux lourds ubiquistes tout à fait caractéristique de l'Ordovicien : le zircon usé y domine soit le rutile, soit la tourmaline ; l'anatase observée paraît authigène (Doré, 1971). Une maturité de composition exceptionnelle caractérise le Grès armoricain.

● **Faune.** Une pauvre macrofaune semble limitée aux alternances de la partie supérieure du Grès armoricain. Des fragments de trilobites, vraisemblablement *Ogyginus armoricanus* de la nomenclature actuelle, sont signalés à Domfront (Matte, 1906) ainsi qu'à Bagnoles-de-l'Orne,

associés à des bivalves (*Ctenodonta*, *Lyrodesma*). Des bivalves sont également cités dans la carrière de la Croix-des-Landes (Skrodzki, 1887) à 1,5 km à l'Est de Domfront. Seuls les grands brachiopodes inarticulés apparaissent caractéristiques du sommet du Grès armoricain, avec *Ectenoglossa lesueuri*, *Lingula hawkei*, *L. salteri* et *Eodinobolus brimonti*, tous genres recueillis à Bagnoles-de-l'Orne dans la station des Pierres-Plates (Morière, 1878) et étudiés par T. Davidson (1881); *L. salteri* y est l'espèce dominante. *E. brimonti* a également été trouvé au sommet de la carrière des Tanneries, à Domfront (Matte, 1906). L'ensemble de la macrofaune n'indique que l'Arénig *s.l.* mais le cortège de brachiopodes inarticulés présente l'intérêt d'être cosmopolite (*cf.* Legrand, 1971).

Les chitinozoaires extraits des intercalations schisteuses des dix derniers mètres de Grès armoricain de la carrière des Tanneries appartiennent à la biozone I d'extension de *Eremochitina baculata brevis* (Paris, 1981); compte tenu de corrélations avec la Montagne noire (Sud de la France), le Portugal et le Sahara, cette biozone est datée de la partie inférieure de l'Arénig moyen (zone à *D. deflexus*), une conclusion qui s'applique d'ailleurs à l'ensemble du Grès armoricain d'Armorique.

● **Traces fossiles (ichnofaciès).** Les noms de « grès à *Tigillites* » ou de « grès à bilobites », qui remplaçaient quelquefois celui de Grès armoricain, montrent que les anciens auteurs en avaient appréhendé les deux ichnofaciès principaux, même si la controverse sur l'origine animale ou végétale de telles traces a longtemps pesé dans la littérature régionale (La Sicotière, 1866; Fauvel, 1867; Eudes Deslongchamps, 1868; Morière, 1878; Bigot, 1891, 1892). Renvoyons, pour la saisie actuelle des traces fossiles, à des ouvrages spécialisés (par exemple Häntzchel, 1975; Crimes et Harper, 1977) et surtout, pour celles du Grès armoricain d'Armorique, à la clarification apportée par J. Durand (1985).

— **Faciès à *Skolithos*.** Les règles de priorité imposent *Skolithos* (Haldeman, 1840) à la place de *Tigillites* (Rouault, 1851), pour les terriers verticaux à remplissage gréseux identique à celui du sédiment-hôte, assemblés en populations denses, très caractéristiques du Grès armoricain du Sud-Ouest de l'Europe.

Au niveau de la feuille Domfront, ce faciès est omniprésent dans les séquences homolithiques arénacées, sauf à l'extrême base. Au titre des stations les plus remarquables citons d'Est en Ouest dans le flanc sud du synclinal : carrière à 300 m au Nord de la Renaudière en forêt de La Ferté-Macé, le Roc au Chien et l'affleurement au Nord immédiat des thermes de Bagnoles-de-l'Orne, borne + 246 m (la Roche, toponymie 1/25 000), carrière de la Croix-des-Landes, les pinacles du château d'eau et du champ de foire à Domfront, partie inférieure de la carrière de Tanneries, la Jaminière (D 20).

La longueur des terriers, plusieurs décimètres à un mètre et avec un diamètre constant, traduit la réponse des organismes à une vitesse de sédimentation élevée. Les organismes responsables pourraient être des annélides polychètes ou des phoronidiens connus actuellement

dans les milieux intertidaux ou subtidaux. Les formes lisses (*Skolithos linearis*) ou annelées (*S. dufrenoyi*) du Grès armoricain sont regroupées maintenant dans une seule ichnoespèce: *S. linearis* (Durand, 1985); compte tenu de la variation du diamètre des terriers (0,5 à 1,5 cm) d'une population à l'autre, des organismes différents sont cependant impliqués.

— **Faciès à *Cruziana*.** Les pistes bilobées d'une largeur de 5 à 15 cm et longues de plusieurs décimètres se remarquent le plus souvent sous forme d'empreinte en relief à la face inférieure des bancs; les lobes portent des stries obliques par rapport au sillon médian. Elles traduisent l'ambulation ou le pacage d'arthropodes dont certains pouvaient être des trilobites. La nomenclature abondante des espèces décrites par les anciens auteurs se ramène, selon J. Durand (1985), à *Cruziana furcifera*: pistes bilobées à stries bifurquées, *C. lefebvrei*: à stries non bifurquées, *C. rugosa*: forme admettant en outre des constriction transversales.

Les pistes bilobées aussi larges mais plus courtes et plus convexes (les « pas de bœufs » de l'imagerie populaire) sont classées dans l'ichnogène *Rusophycus*; elles résultent des mêmes organismes que ceux responsables des *Cruziana* et représentent des traces de repos ou d'un affouillement nutritionnel plus poussé.

Dans le Grès armoricain de la feuille Domfront, le faciès à *Cruziana* (ou à *Rusophycus*) coïncide avec le développement des séquences hétérolithiques de quartzites et schistes noirs. Comme signalé ci-dessus, il est rencontré à la partie supérieure de la carrière des Tanneries à Domfront. Dans l'unité de La Ferrière-aux-Étangs, *Rusophycus* est trouvé au Nord du carrefour du Veneur. Au Nord-Ouest de Bagnoles-de-l'Orne, par la D 335, la station des Pierres-Plates ($x = 396,37$; $y = 1099,05$) reste remarquable. La partie supérieure du Grès armoricain (N125°E-25°NE) y présente des traces en creux: nombreux *Rusophycus*, quelques *Cruziana*, terriers lancéolés attribuables à des lingules, traces en spirale ébauchée correspondant à des sections transverses du terrier *Daedalus* (ex-*Vexillum*) *halli*. À partir de la même station ou de son voisinage, J. Morière (1878) a décrit *Cruziana bagnolensis*, piste bilobée différente de toutes les autres par sa faible largeur, sa sinuosité, sa finesse; celle-ci pourrait avoir été tracée par bien des organismes autres que des arthropodes.

03-4. **Llanvirn—Landeilo. Schistes du Pissot: argilites, siltites noires subardoisières, grès micacés, minéral de fer** (180 m). Cette formation était désignée antérieurement dans la cartographie (Alençon, 1/80 000, 2^e et 3^e édit.) ou dans la littérature sous le nom de « Schistes à calymènes », mais embrassait des ensembles schisteux d'âge variable en leurs limites; il s'avère d'autant plus impropre que le genre *Calymene* n'existe pas dans l'Ordovicien. Compte tenu du nom de localité anciennement usité (Bigot, 1891; Matte, 1906), M. Robardet (1981) introduit le nom de « Formation du Pissot », pour la série schisteuse comprise, à Domfront, entre le Grès armoricain et le Grès de May.

Cette formation altérable et tendre présente, par rapport aux crêtes gréseuses encadrantes, des dénivelés qui vont s'accusant d'Ouest en Est. De Domfront au méridien de Perrou, le dénivelé n'est que de 15-20 m; la dépression longitudinale à peine esquissée est couverte de limons d'altération, auxquels se mêlent de minces dépôts loessiques. Dans la forêt des Andaines et jusqu'à Bagnoles-de-l'Orne où le contraste de relief atteint 50 m, une longue vallée subséquente (ruisseau du Fief-aux-Bœufs) occupe la partie centrale des Schistes du Pissot. Il s'y raccorde les glacis émanant des crêtes gréseuses, de telle sorte que sur les versants anaclinal et cataclinal de la vallée, les affleurements du substratum sont rarissimes. Un même empâtement concerne les Schistes du Pissot dans l'unité de La Ferrière-aux-Étangs, avec les ruisseaux de Mousse et de Misère.

C'est seulement au voisinage des cours diaclinaux de la Vée et de la Varenne que le contenu lithologique et faunique peut être saisi. Dans la cluse de la Vée à Bagnoles-de-l'Orne, la base des Schistes du Pissot affleure médiocrement à l'Est de la gare; le sommet, au Nord-Ouest de l'hippodrome, où les schistes noirs à petits bancs de grès et conglomérat phosphaté contiennent une faune de brachiopodes, trilobites, ostracodes et crinoïdes.

La coupe type de la cluse de la Varenne à Domfront, déjà très visitée par les anciens auteurs (Tromelin, 1877; Matte, 1906; Skrodzki, 1887), présente l'intérêt d'une révision récente (Robardet, 1981) axée principalement sur les trilobites (Henry, 1980), les chitinozoaires (Paris, 1981), également sur les ostracodes et les graptolites. L'épaisseur de la formation atteint 180 m.

En rive droite de la Varenne, la Formation des Schistes du Pissot s'appuie sur les alternances de quartzites et schistes noirs couronnant le Grès armoricain de la carrière des Tanneries. Elle est constituée de siltites et d'argilites noires, plus ou moins ardoisières, avec des horizons gréséo-micacés dans les quatre premiers mètres. Deux niveaux lithologiques particuliers ont valeur de niveaux repères régionaux, car ils sont connus dans les unités de Halouze et de La Ferrière-aux-Étangs: à 12 m au-dessus du toit du Grès armoricain, une lentille de conglomérat à dragées noires phosphatées; à 20 m au-dessus du Grès armoricain, 2 m de grès à oolites chloriteuses représentent la minéralisation ferrifère locale. Cette partie basale des Schistes du Pissot a fourni des graptolites. La partie moyenne de la succession affleure en contrebas de la voie ferrée; le sommet, sous forme d'argilites noires très fossilifères ($x = 379,60$; $y = 1104,25$), dans le chemin des Princetières au Pont-de-Caen, au Sud de la carrière de Grès de May.

En rive gauche de la Varenne, la partie supérieure des Schistes du Pissot y affleure sur la D 962 au débouché du chemin du val Nicol ($x = 379,92$; $y = 1104,40$), avec des schistes subardoisiers à horizons gréséo-micacés où apparaissent des nodules calcaro-pyriteux très fossilifères, passant à des siltites avec bancs de grès verdâtres annonçant

le Grès de May. Il s'agit de l'une des rares stations montrant les structures :

- direction et pendage de la stratification N90°E-40°N ;
- direction et pendage de la schistosité de fracture N115°E-70°NE.

L'étude diffractométrique de la fraction inférieure à 2 μm d'échantillons de Schistes du Pissot provenant de la région de Domfront et de Bagnoles-de-l'Orne, montre la constance du cortège à illite-chlorite (Enouf, 1981), où l'illite alumineuse domine toujours la chlorite. Compte tenu de la cristallinité de cette dernière, la limite diagenèse profonde/anchizone est au moins atteinte.

• **Faune et intérêt biostratigraphique.** Dans la partie inférieure, la faune de trilobites (*Neseuretus* cf. *tristani*, *Ogygiocaris*? sp., *Dalmanitidae*) n'est pas discriminante pour fixer un âge, non plus que les ostracodes (*Ctenobolbina hispanica*) ou les bivalves (*Actinodonta naranjoana*, *Cardiolaria beirensis*). Les graptolites (dét. Skevington, in Robardet, 1981) renseignent plus sélectivement sur cette base de la succession : dans les dix premiers mètres, des didymograptidés à branches déflexes indiquent un âge arénigien moyen, ce que confirme la zonation de chitinozoaires, avec successivement la biozone 2 de coexistence de *Desmochitina ornensis* et de *Conochitina pseudocarinata*, la biozone 3 d'extension de *Belochitina henryi* (zone graptolitique à *nitidus*), et la biozone 4 d'extension de *Cyathochitina protocolix*. Les zones 2 et 3 appartiennent à l'Arénig moyen, la zone 4 à l'Arénig supérieur (Paris, 1981).

Entre 12 et 35 m au-dessus du toit du Grès armoricain, les graptolites à branches pendantes documentent la zone à *bifidus* du Llanvirn inférieur : *Didymograptus* ex. gr. *bifidus*, *D. affinis*, *D. ? acutidens*, *D. ? robustus*, *D. nicholsoni*.

Pour la partie supérieure, les gisements des rives droite et gauche de la Varenne situés à 15-20 m sous le Grès de May ont fourni une macrofaune riche de trilobites (*Neseuretus tristani*, *Kloucekia ? micheli*, *Morgatia hupei*, *Crozonaspis struvei*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Dionide mareki*, *Prionocheilus* sp., *Ectillaenus* sp., *Asaphidae*) ainsi que des conulaires, gastropodes, brachiopodes et bivalves. L'âge llandeilien inférieur est en outre confirmé par *Glyptograptus vikarbyensis* de la zone à *G. teretiusculus*. Les ostracodes (*Tetradella*, *Ctenobolbina*, *Eurychilina*) ainsi que les chitinozoaires (biozones d'extension 5 de *Cyathochitina calix* à 11 *Linochitina pissotensis*) complètent l'identité de la faune de la partie supérieure des Schistes du Pissot avec celle du membre supérieur de la Formation de Postolonnec (Finistère).

Ainsi, la Formation des Schistes du Pissot appartient pour l'essentiel au Llanvirn et au Llandeilo inférieur, mais ses dix premiers mètres doivent être attribués à l'Arénig moyen et supérieur. La limite Arénig/Llanvirn ne coïncide pas avec la limite lithologique Grès armoricain/Schistes du Pissot.

04. **Llandeilo. Grès de May : grès quartzeux micacés blancs à rouges ; intercalations de siltites noires (85 m).** Tel qu'on l'entend

ici, cet ensemble à dominante gréseuse correspond aux appellations anciennes et locales de « Grès de La Haute-Chapelle » (Skrodzi, 1890; Matte, 1906) ou de « Grès du Tertre-Chapon » (Bigot, 1891). Les anciens auteurs entrevoyaient une liaison possible avec le Grès de May au Sud de Caen (Lapparent, 1877), et ce dernier nom figurera sur la 2^e édition de la feuille Alençon à 1/80 000 (Bigot et Matte, 1924). Dénonçant ces assimilations régionales et en particulier le découpage Petit-May—Grand-May, M. Robardet (1981) réintroduit en l'aménageant le terme de « Formation du Tertre-Chapon ». Difficulté majeure, ce nom ne figure plus sur les fonds topographiques actuels tant à 1/50 000 qu'à 1/25 000 ! Le nom de Grès de May est donc conservé ici, comme sur les autres cartes régionales déjà publiées (Mortain, Flers, La Ferté-Macé), mais en tenant compte des observations de M. Robardet. Il suppose la continuité au moins partielle d'un corps sableux s'étendant à l'époque de la sédimentation depuis la région de Caen jusqu'au Sud de la Normandie, étant entendu que les âges de ses limites haut et bas varient, lesquels sont d'ailleurs le plus souvent inconnus.

Le Grès de May du flanc sud du synclinal de Domfront—Bagnoles constitue une arête dont les éminences s'élèvent régulièrement depuis le Nord de Domfront (227 m) jusqu'à la cote maximum (270 m) en forêt des Andaines, au voisinage de son intersection avec la D 218 (carrefour de Juvigny). Vers l'Est en direction de la vallée de la Vée, l'altitude diminue (248 m au carrefour de la Hache), de même qu'en forêt de La Ferté-Macé (222 m au Sud de Saint-Ortaire, 200 m au carrefour d'Antoigny).

Le Grès de May offre très peu d'affleurements naturels. La route de Domfront à Saint-Michel-des-Andaines (D 908) qui le suit en direction entre Beauvent et Beau-Soleil, entame à la Galisière des couches plongeant au Nord d'une quarantaine de degrés. Les carrières dans le territoire de cette feuille sont fort anciennes et au voisinage des routes empruntant les cluses. Citons d'Ouest en Est, celles du val Nicol (D 962) au Nord de Domfront, des carrefours des Trois-Communes et de Roche-Cropet en forêt des Andaines. Au Nord de Bagnoles-de-l'Orne et au Sud-Ouest du prieuré Saint-Ortaire, des carrières autorisent encore des observations sédimentologiques. Vers l'Est encore, celles situées en forêt (par exemple au point $x = 399,65$; $y = 1098,00$) ou au carrefour d'Antoigny n'apportent que des renseignements d'ordre géométrique.

Dans l'unité de La Ferrière-aux-Étangs, la carrière étagée de Grès de May à 150 m à l'Est du carrefour de la Brisette (« Grès culminant » de la cartographie de R. Maillot, 1969) est envahie dans sa base par la nappe phréatique.

L'appréciation de la puissance du Grès de May dépend des conventions fixées pour ses limites. Dans la coupe de la Varenne où les accidents perturbent la succession, l'épaisseur de la formation est estimée à 70 m (Robardet, 1981). Sur l'étendue de la feuille Domfront

où elle a été cartographiée en tant que formation à dominante gréseuse accusant une certaine résistance à l'érosion, la puissance ne paraît pas inférieure à 85 m et atteint même une centaine de mètres au Nord de Bagnoles.

● **Pétrographie.** La formation comporte plusieurs séquences de quartzites blancs ou roses se terminant par des alternances de grès et de siltites noirs micacés, que les conditions d'affleurement ne permettent pas de situer les unes par rapport aux autres. Le faciès le plus largement représenté est celui de grès quartzeux ou de grès tendres toujours très micacés, dont la teinte varie, blanche ou rose. Le grain moyen de ces grès bien classés évolue entre 100 et 300 μm ; les faciès incomplètement quartzitisés montrent un bon rodage des quartz. Les feldspaths restent rares.

Au voisinage de la surface, la désilicification des grès conduit à des épandages de sables de teinte fauve à rousse, comme au Sud-Est du carrefour de la Hache ($x = 393,00$; $y = 1100,70$) ou dans l'unité de La Ferrière-aux-Étangs, au sommet de la carrière de la Brisette.

Les structures sédimentaires accessibles sont représentées, dans les alternances décimétriques de grès, par des horizons d'intraclastes silteux, comme on peut l'observer aux carrefours de Roche-Croquet et d'Antoigny. Ces alternances de grès à copeaux de boue étaient appelées « salards » par les anciens carriers (Skrodzky, 1887). Les carrières de Saint-Ortaire exposent chenaux et surfaces à rides.

Les traces fossiles révélées par ces alternances silto-gréseuses sont des pistes simples d'annélides ou des terriers composés (*Teichichnus*), quelquefois étoilés (les « astéries » de J. Skrodzky). De rares scolithes existent dans les faciès gréseux mais ils sont rares et isolés, toujours plus fins et plus courts que ceux du Grès armoricain.

● **Faune et microfaune.** La pauvre macrofaune connue à ce jour provient des grès tendres et ocre situés sous les premières maisons du Sud du Pont-de-Caen (D 962, feuille Flers), gisement pouvant correspondre à celui cité par C. Retout (1897); les restes de tribolites (*Homalonotidae*, *Dalmanitacae*), de brachiopodes et de bivalves ne permettent pas d'attribution stratigraphique.

Toujours en limite externe de feuille, les alternances silto-gréseuses situées au milieu de la carrière de Grès de May de la rive droite de Varenne (chemin du Pont-de-Caen aux Princetières) se sont avérées très riches en chitinozoaires : *Cyanochitina campanulaeformis*, *Lagenochitina ponceti*, *Belochitina* sp. (Paris, 1981). Mais la position de cet assemblage à *L. ponceti* prête encore à discussion. Dans les synclinaux du Sud de Caen, il voisine avec des trilobites llandeiliens (Henry, 1980). En raison de sa position relative entre la zone graptolitique à *Glyptograptus teretiusculus* et le sommet de la zone à *Nematograptus gracilis*, F. Paris (1981) considère que l'assemblage à *L. ponceti* occupe une partie de la zone à *N. gracilis*; cette dernière toute entière se situant dans les îles britanniques au sommet du Llandeilo et débordant sur le Caradoc inférieur.

05. **Caradoc. Schistes du Pont-de-Caen : argilites noires à bancs grés-micacés** (80 m). Initialement proposé par A. Bigot (1891) et réintroduit par M. Robardet *et al.* (1972) sous le nom de « Formation du Pont-de-Caen », ce nom remplace à juste titre les expressions ambiguës de « Schistes supérieurs » ou de « Schistes à *Trinucleus* » parfois usitées. La puissance proposée (80 m) n'est qu'approximative, car le sommet de la formation n'est pas exactement cerné.

La base ne s'observe, sur une vingtaine de mètres, qu'au Nord de Domfront, dans la localité type du Pont-de-Caen, en bordure de la D 962 (feuille Flers). Des argilites et siltites micacées à intercalations de grès verdâtres y reposent sur les derniers bancs de Grès de May. Mais sur tout le territoire de la feuille Domfront, les Schistes du Pont-de-Caen sont profondément altérés et recouverts soit par le head ou les colluvions émanant du Grès de May et du Grès culminant, soit par les alluvions des ruisseaux subséquents du Gué-de-la-Chèvre et de Prise-Pontin.

Dans l'unité de La Ferrière-aux-Étangs, au Sud immédiat du carrefour du Gué-de-Chalandray (x = 395,70 ; y = 1102,05), le dépôt de solifluxion contient des fragments de minerai de fer oolitique chloriteux ; compte tenu de la géométrie du Grès de May voisin, cet horizon minéralisé se situe dans les Schistes du Pont-de-Caen.

• **Faune et âge.** Le seul gisement fossilifère connu depuis longtemps (Skrodzky, 1887 ; Matte, 1906) se situe dans la localité type (*cf. ci-dessus*), à une dizaine de mètres au-dessus du Grès de May. La faune, récemment révisée (Robardet *et al.*, 1972 ; Robardet, 1981) comprend un trilobite, *Plaesiacomia* aff. *rara*, forme très proche de celle du Caradoc de Bohême, des surfaces couvertes d'ostracodes (*Ceratopsis* aff. *hastata*, *Bollia henningsmoeni*, *Primitiella* sp.), ainsi que des brachiopodes et des bivalves. Les nombreux chitinozoaires du même gisement, étudiés par F. Paris (1981), appartiennent à la biozone d'acmé de *Jenkinochitina tanvillensis* (biozone 14 de F. Paris) datée du Caradoc inférieur ; cette biozone autorise des corrélations des Schistes du Pont-de-Caen (partie inférieure) avec d'autres formations armoricaines (Schistes de la Sangsurière, dans le Cotentin ; Grès de Kermeur, dans le Finistère) ou même ibériques.

06. **Ashgill (Hirnantien). Tillite de Feuguerolles : pélites gréseuses à graviers et galets.** Dans le Massif armoricain, l'origine glaciaire de la formation conglomératique située à la charnière de l'Ordovicien et du Silurien a été démontrée en Normandie (Dangeard et Doré, 1971 ; Doré et Le Gall, 1972), dans le Maine (Doré et Le Gall, 1973), puis étendue et examinée au niveau du Sud-Ouest de l'Europe en relation avec l'inlandsis du Nord-Ouest de l'Afrique (Robardet et Doré, 1988). À l'appellation première de « pélites gréseuses à fragments polyédriques » est privilégié le terme actuel de « Tillite de Feuguerolles », en s'appuyant ainsi sur l'une des rares localités, dans le Calvados, où cette formation peut être reconnue aisément.

Les preuves d'une origine glaciaire ne peuvent être perçues qu'à l'aide des matériaux de forages et de creusement de puits miniers réalisés dans les synclinaux du Sud de Caen entre 1955 et 1962 : présence de drop-stones, de galets à faces d'usures striées. Le mode de mise en place par fonte de glaces flottantes dans un milieu marin indique que le corps sédimentaire constitué (une diamictite) doit plus exactement être qualifié de paratillite (*sensu* Harland *et al.*, 1966).

Dans le cadre de la nouvelle cartographie à 1/50 000, la Tillite de Feuguerolles a été retrouvée dans la région couverte par les cartes entourant celle de Domfront, à savoir sur les feuilles Mortain, Flers, La Ferté-Macé. Dans la carrière du Moulin-Plain, à 2 km au Nord-Est de Domfront (feuille Flers), la tillite affleure sous le Grès culminant sous forme d'une roche compacte, noire, finement micacée et constellée de débris de taille variable, mais n'excédant pas 10 cm. L'inventaire des éléments remaniés se limite strictement à des sédiments paléozoïques : grès, quartzites, minerai de fer oolitique chloriteux avec — fait important — de très nombreux fragments de calcaire blanc à bryozoaires et entroques. Hors de cette carrière, la tillite apparaît toujours profondément altérée, d'abord en boules à écailles concentriques jusqu'à une terre sablo-argileuse de teinte beige, avec des vacuoles ocre de décalcification, dans laquelle une recherche attentive de la nature polygénique des graviers confirme l'identification.

Dans cette argilite microconglomératique, si la fraction sombre inférieure à 15 μm est répertoriée comme matrice, la composition est la suivante (Doré et Le Gall, 1972) : matrice 70 %, quartz 20 à 25, micas détritiques (muscovite et chlorite) 2,5, calcite 2 ; les 1 et 2 % restants étant représentés par le feldspath, les minéraux lourds, la pyrite. Les quartz sont plutôt anguleux avec l'exception de gros quartz arrondis, les feldspaths sans altération. La granulométrie plane, appréciée en lame mince, met en relief la valeur très faible de la médiane, de l'ordre de 4 μm . L'indice de dispersion, entre 2 et 4 unités O (nomenclature de Folk et Ward, 1957) traduit un classement très faible.

La succession lithologique de la Tillite de Feuguerolles, de même que son épaisseur, restent inconnues. Les observations de C. Enouf (1981) dans l'unité de La Ferrière-aux-Étangs montrent qu'une barre de grès semble intercalée dans le faciès d'argiles microconglomératiques. Dans ces conditions et compte tenu du défaut d'affleurement, la tillite peut avoir été cartographiée soit avec le sommet des Schistes du Pont-de-Caen, soit, et plus vraisemblablement, avec la base du Grès culminant. Au niveau précis de la feuille Domfront, il a été choisi de ne représenter la tillite que dans les panneaux où elle a été effectivement observée, à savoir, dans la partie ouest de la forêt des Andaines :

- ferme des Trois-Chênes ($x = 385,31$; $y = 1103,42$) ;
- maison forestière des Trois-Chênes, sur la D 908 ($x = 386,48$; $y = 1103,05$) ;
- près du carrefour du Chêne-Brûlé, D 908 ($x = 398,27$; $y = 1102,77$).

Il est probable cependant que la tillite est présente partout au contact immédiat et sous le Grès culminant.

• **Âge.** Au plan local, compte tenu des faunes proximales des formations encadrant la tillite (Schistes du Pont-de-Caen d'une part, Grès culminant d'autre part), l'éventail de temps dans lequel se constituent les dépôts glacio-marins est situé entre le Caradoc supérieur et la limite de l'Ashgill et du Llandovery.

Dans la tillite elle-même et quoique la gangue y possède encore une matière organique amorphe, n'ont été recueillis que de rares chitinozoaires ne permettant pas une datation ; une salinité anormalement basse est invoquée pour expliquer cette quasi-absence de microfaune (Paris, 1981). Les acritarches (*Veryachium*) ne présentent qu'un intérêt stratigraphique discutable (*in* Robardet, 1981).

Dans les synclinaux du Sud de Caen, les excellents matériaux de sondages évoqués ci-dessus ont permis à M. Weyant *et al.* (1977) de dater les calcaires remaniés dans la tillite : la faunule ashgillienne de conodontes de la zone à *Amorphognathus ordovicicus* correspond aux zones graptolitiques à *Dicellograptus complanatus* et *D. anceps* de la biostratigraphie des îles britanniques. Un calcaire ashgillien de la même faunizone (Calcaire des Vaux) est connu en place au sommet de la succession ordovicienne du synclinal de Sées (feuille Alençon à 1/50 000). Enfin, l'information faunique (macro- et microfaune) concernant les dépôts glacio-marins du Sud-Ouest de l'Europe et du Nord-Ouest de l'Afrique, concourt à leur fixer un âge ashgillien tout à fait supérieur, c'est-à-dire hirnantien (Robardet et Doré, 1988).

Silurien

06-S1. **Ashgill—Llandovery. Grès culminant : grès quartzeux en plaquettes à intercalations de schistes noirs (75 m).** C'est surtout en raison de son insertion entre deux ensembles schisteux (Schistes du Pont-de-Caen et ampélites siluriennes) que le Grès culminant (Tromelin, 1877) contribue à l'aspect appalachien du massif d'Andaine. L'altitude maximum (261 m au rond-point de l'Étoile) et en général les autres cotes sont cependant bien moins élevées que celles des crêtes de Grès de May et surtout du Grès armoricain. Ce nom de Grès culminant correspond à l'appellation ancienne de « Grès de Defais » (Matte, 1906) ou récemment proposée de « Formation du Tertre de la Violière » (Robardet, 1981). L'imprécision subsistant à propos de la succession lithologique et de l'attribution biostratigraphique, le nom de formation initialement donné a été conservé, ce qui là encore assure cohérence avec les dénominations adoptées sur les cartes voisines Mortain (Ménillet *et al.*, 1987), Flers (Beurrier *et al.*, 1982) et La Ferté-Macé (Doré *et al.*, 1977b).

Pour l'essentiel, le Grès culminant de la région couverte par la feuille Domfront appartient au flanc sud du synclinal de Domfront—Bagnoles, ainsi qu'au flanc ouest de l'unité de La Ferrière-aux-Étangs,

au Nord-Ouest de Saint-Michel-des-Andaines. Dans cette dernière localité, une large représentation du Grès culminant dans une cartographie antérieure (Maillot, 1969) n'a pas été confirmée. À l'Est du Rocher Broutin, des écailles de Grès culminant jouxtant la faille bordière apparaissent en position du flanc nord.

Les affleurements s'avèrent rares et le tracé de cette formation s'est souvent appuyé sur l'examen des photographies aériennes. La base est exposée dans la carrière du Moulin-Plain (Maillot, 1971 ; Enouf, 1981), située à l'ENE de Domfront, dans le domaine de la feuille Flers ; des grès quartzeux blancs, en plaquettes décimétriques couvertes de rides d'oscillation, y surmontent directement la tillite fini-orдовicienne. Un groupe de carrières sur le territoire de la feuille Domfront, non loin du carrefour du Chêne-Brûlé par la route de la Basse-Verrerie ($x = 388,20$; $y = 1102,85$), entamait les grès des parties moyenne et supérieure de la formation. De médiocres affleurements entre l'Étoile et Saint-Michel-des-Andaines (carrefours des Cerisiers et des Pépinières) montrent les grès en plateaux, au voisinage de la juxtaposition avec l'unité de La Ferrière-aux-Étangs.

● **Composition pétrographique.** La formation est constituée de grès fins (médiane de 100 à 200 μm) bien classés, micacés, blancs à violacés. Compte tenu d'une fraction de feldspaths toujours inférieure à 10 %, ces roches doivent être classées parmi les subarkoses (Pettijohn et Potter, 1973). Il s'observe fréquemment un faciès particulier où les microclines montrent des clivages envahis par les oxydes de fer. Ces grès contiennent également quelques pour cent de grains siliceux microcristallins. La composition du cortège des minéraux lourds (zircon, rutile, tourmaline avec traces d'anatase et de brookite) ne permet pas de distinguer le Grès culminant des formations gréseuses de l'Ordovicien. Cependant, la présence de pyrite, le plus souvent sous forme de taches d'altération rouille et de taille millimétrique à centimétrique, est tout à fait caractéristique et constitue un critère d'identification ; cette pyrite est responsable du développement de grès sombres violacés dans les deux tiers supérieurs de la formation.

La lithification apparaît variable depuis des quartzites sillonnés de filonnets de quartz jusqu'à des grès tendres, confinant à des faciès sableux dans la zone superficielle de désilicification d'origine météorique.

Comme relevé par R. Maillot (1969), une évolution spatiale se traduit d'Ouest en Est par des intercalations de grès argileux verdâtres et de schistes noirs.

● **Biostratigraphie.** Aucune donnée sur la faune ou l'ichnofaune n'a été recueillie sur le territoire de cette feuille. Sur celle de Flers, la découverte ancienne (Matte, 1906), dans un niveau argileux de la base du Grès culminant, d'ostracodes (*Bolbozoe*) et de bivalves (*Lunulicardium*) n'apporte aucune précision stratigraphique. Concernant la partie tout à fait supérieure du Grès culminant, des graptolites récemment découverts (Philippot et Robardet, 1971 ; Robardet, 1981)

à 3 km à l'ENE de Domfront (route de la Croix-Pavée à la Riantée) constitue la seule information : la coexistence de *Climacograptus normalis* et de *Orthograptus truncatus abbreviatus* montre que ce niveau fossilifère appartient soit au sommet de l'Ordovicien (zone ashgillienne à *Dicellograptus anceps*), soit à l'extrême base du Llandovery (zone à *Glyptograptus persculptus*). Aussi doit-il être envisagé que la masse du Grès culminant située sous ces graptolites puisse encore appartenir à l'Ordovicien, d'où la notation o6-s1 adoptée ici pour l'ensemble de la formation.

s1-3. **Llandovery—Ludlow. Schistes ampélitiques noirs.** Dans la mesure où les failles bordières septentrionales ont épargné le cœur du synclinal de Mortain—Bagnoles, le Silurien ampélitique n'est connu que dans deux régions : à l'Ouest de la forêt des Andaines d'une part, dans la dépression de Saint-Michel-des-Andaines d'autre part. Le terme d'ampélite (du grec « ampelos », vigne) désigne une roche argileuse noire, riche en matière organique et pyrite, utilisée naguère dans certaines régions pour le traitement des vignes. Ce faciès caractérise la plus grande partie des sédiments siluriens, hormis la base gréseuse de la formation précédente (Grès culminant).

L'identification du Silurien ampélitique du domaine de cette feuille s'appuie sur les données de la carte voisine Flers, sur les renseignements fournis par les forages et les puits, ainsi que sur la connaissance des faciès d'altération dont des exploitations anciennes ne subsistent parfois que dans la toponymie (tuilerie) sur les anciennes cartes. L'altération profonde des ampélites — jusqu'à plus de 10 m — fournit, de bas en haut des profils, des argiles noires, lie-de-vin, gris pâle à filets ocre. Le terme de « lises » qualifie les faciès plastiques de la partie supérieure.

À l'Ouest de la forêt d'Andaine (bois des Loges) et bien qu'elles n'affleurent pas réellement, les ampélites ont été représentées en raison de leur position au-dessus du Grès culminant situé au Sud, parce qu'elles prolongent celles identifiées naguère au moulin des Loges (Skrodzky, 1887) et qu'une ancienne tuilerie (cf. toponymie Domfront 1-2 à 1/25 000) de la rive droite de l'Andainette en exploitait les argiles d'altération. En outre, le lieu-dit « carrefour de la Pierre-Qui-Éclate » (topo. 1/25 000) indique peut-être l'altération spontanée des schistes ampélitiques mis à l'air libre. Vers l'Ouest, la représentation des ampélites entre les écaillés de Grès armoricain (Roche aux Dames, Roche aux Loups) et le Grès culminant subparallèle à la D 908 constitue une hypothèse très vraisemblable.

À l'Est du territoire de la carte, le Silurien ampélitique semble occuper une large surface depuis le Nord (chapelle des Prises) jusqu'au Sud-Est (maison forestière de Moussaie). Dans ce bassin de Saint-Michel-des-Andaines, il est là encore très altéré et souvent couvert de limons lœssiques colluvionnés ou d'alluvions. Aussi convient-il de hiérarchiser le degré de certitude de son identification :

- à l'Est de Saint-Michel-des-Andaines, un forage hydrogéologique récent ($x = 397,65$; $y = 1101,50$) réalisé entre le cimetière et le pont Hardi (topo. 1/25 000) a traversé, sous les dépôts de solifluxion, une cinquantaine de mètres de schistes noirs, traçants, dont le toucher onctueux est dû à la présence de pyrophyllite. L'extrême fissilité des plaquettes de schistes est révélé par un début d'altération météorique. Les plans de stratification montrent une linéation d'intersection également très fine. Tous traits caractéristiques des ampélites siluriennes ;
- dans le panneau de Silurien inséré entre les écaillés de Grès armoricain du Rocher Broutin et du Rocher-Marie, les ampélites ont été reconnues dans les hameaux de la Durardière et de la Parvallière, ainsi que dans deux forages réalisés à des fins cartographiques (Enouf, 1981) à l'Est de la Bigotière: S5 ($x = 398,81$; $y = 1101,40$) et S6 ($x = 398,75$; $y = 1101,45$), Aux Tupimières, une étude géophysique (Chauvet et Lucas, 1990) révèle des résistivités basses à très basses, donc des niveaux conducteurs symptomatiques des ampélites siluriennes ;
- au Sud-Ouest du Rocher-Marie, la présence du Silurien ampélitique est attestée par l'ancienne tuilerie du Désert ($x = 399,75$; $y = 1099,55$) et des traces d'extraction d'argiles dans l'herbage contigu ;
- entre l'écaille NW-SE du Rocher-Marie et le ruisseau du Parc, les cartographies antérieures proposaient soit le Silurien ampélitique (Bigot et Matte, 1924; Graindor et Roblot, 1963), soit le Briovérien métamorphique (Maillot, 1969; Enouf, 1981). Au cours des levés, des fouilles à la base des profils de solifluxion montrent la présence de schistes froissés siluriens à la Barbère ($x = 399,62$; $y = 1100,65$) et sur la route joignant la Horie (topo. 1/25 000) au Rocher-Marie. En bordure orientale de la D 20, la tuilerie Georgette (topo. 1/25 000) et les déchets dans un bois situé au Sud ($x = 400,65$; $y = 1099,55$) témoignent encore d'un sous-sol ampélitique; la diffractométrie RX des argiles d'altération ayant d'ailleurs confirmé la présence de pyrophyllite ;
- les autres témoins de Silurien ampélitique s'appuient soit sur des observations anciennes telles celles de A. Bigot (1891) signalant que « les ampélites apparaissent dans la tranchée de chemin de fer près du passage à niveau de la Prise-du-Gué », soit sur les faciès d'altération, en particulier autour de Saint-Michel-des-Andaines (la Grande-Prise, l'Être-Barre).

La succession lithologique du Silurien argileux du territoire de cette feuille reste donc inconnue et le rang d'une formation n'a pu lui être conféré. À côté du faciès ampélitique, existent des schistes et grès noirs dont les faciès d'altération ne peuvent être distingués de ceux de l'Ordovicien. Compte tenu des pendages, la puissance totale ne peut être inférieure à 50 m. Rappelons que le forage de la Coulonche situé dans l'unité de La Ferrière-aux-Étangs (feuille Flers-de-l'Orne) a traversé 120 m de Silurien ampélitique (Bambier *et al.*, 1983).

● **Chrono- et biostratigraphie.** Le symbole s1-3 adopté ici pour le Silurien argileux s'appuie essentiellement sur des gisements fossilifères

récemment étudiés (Philippot et Robardet, 1971 ; Robardet, 1981), mais situés sur la partie du synclinal de Domfront s'étendant sur la feuille Flers-de-l'Orne. La partie supérieure du Grès culminant étant attribuée à la limite Ashgill/Llandovery, la base du Silurien argileux peut appartenir au Llandovery. Au sein des ampélites, l'attribution de rares gisements au Wenlock et au Ludlow inférieur est confortée respectivement par les graptolites *Pristiograptus* et *Saetograptus fritschii*.

Cependant l'appartenance d'ampélites à un étage supérieur du Silurien, à savoir le Pridoli, est très probable pour deux raisons : l'une basée sur la composition de la phase argileuse, l'autre sur l'existence possible de Dévonien inférieur dans le bassin de Saint-Michel-des-Andaines (cf. *infra*)

En effet, les analyses diffractométriques de la phase argileuse (inférieure à 2 μm) du Silurien de Basse-Normandie (Le Gall et Doré, 1971 ; Robardet et Steinberg, 1972), précisées récemment par J. Le Gall (1993), montrent que le Llandovery et le Wenlock se caractérisent, comme l'Ordovicien et le Cambrien, par le faciès à illite-chlorite, mais que la pyrophyllite apparaît au Ludlow pour constituer 50 % du cortège au Pridoli. Si la pyrophyllite constitue un minéral index de la limite anchizone/diagenèse profonde, la paragenèse primaire qu'elle reflète (à kaolinite + quartz) constitue un marqueur stratigraphique. Dans le domaine de cette feuille, la présence de pyrophyllite a été mise en évidence dans deux stations :

- tel est le cas des cuttings de la base du forage de Pont-Hardi dont l'analyse diffractométrique révèle, dans une phase argileuse ramenée à 100 % : pyrophyllite 42 %, kaolinite 21, illite 20, chlorite 10, tosudite 7, avec traces d'interstratifiés réguliers et irréguliers ;
- de même, le cortège des argiles d'altération provenant du puits de la tuilerie Georgette est composé de : pyrophyllite 51 %, kaolinite 17, illite 23, interstratifié régulier illite-smectite 9 et autres traces*.

Présence du Dévonien inférieur dans le bassin de Saint-Michel-des-Andaines ? Cette possibilité ne s'appuie que sur des pierres volantes. À 2150 m au Sud-Est de cette localité, la voie ferrée est excavée dans une formation ampélitique de lithologie exacte inconnue, car masquée par des parements de Grès armoricain. Au Sud immédiat du pont routier joignant la Parvallièrre à la D 916, les labours contiennent des blocs volants de grès probablement extraits lors du tracé de la voie ferrée. Ces grès gris à verts, localement très micacés, montrent des taches brunes de décalcification. La position de certains blocs fossilifères est indiquée sur la carte par le symbole adéquat (x = 398,92 ; y = 1100,42).

La faune comporte de nombreuses tiges d'encrines, des ostracodes et de rares brachiopodes du groupe *Spirifer venus*. Faciès et faune évoquent tout à fait les Grès à *Platyorthis monnieri*, formation basale du Dévonien inférieur (Lochkovien), connue depuis longtemps à l'Est

* Ces deux analyses réalisées par le département Géologie du BRGM.

dans le massif d'Écouves, en particulier dans le gisement du Hamel (Letellier, 1887-88 ; Doré *et al.*, 1977a). Naturellement, des recherches s'avèrent nécessaires pour homologuer la présence des Grès à *Platyorthis monnieri* dans ce tronçon du synclinal de Domfront.

La position de ce gisement au cœur du bassin ampélique rend plausible sa présence. Au plan paléogéographique, cela signifierait que la transgression dévonienne s'est avancée à plus de 25 km à l'Ouest de sa limite connue, celle-ci n'étant qu'une limite d'érosion postvarisque.

ROCHES FILONIENNES

Pegmatites. Ces roches n'ont été observées que très ponctuellement près de Couesme-Vaucé (Montcorbeau) au contact granodiorite/cornéenne. Elles se présentent en petits filonnets à quartz, muscovite, tourmaline, recoupant les faciès briovériens et la granodiorite, et correspondent à une manifestation tardive pneumatolytique du magmatisme cadomien. Ces filonnets n'ont pas été figurés en raison de leur puissance réduite (1 à 2 cm).

Q. Quartz (« pierre blanche » ou « biseux blanc » en terme local). Le quartz est très abondant au contact des granodiorites, en filonnets pluricentimétriques dans les cornéennes ou, à l'état démantelé, en blocs de quartz blanc laiteux disséminés dans les champs.

Les filons de quartz, en place ou démantelés, sont limités et essentiellement associés à des zones faillées orientées N180°E (mont Margantin), N160°E (à l'Ouest de Sept-Forges) et N40°E (ferme de Bel-Air sur la D 34). Ces filons constitués de quartz blanc laiteux à noir sont de puissance métrique (2 à 3 m) et ont été en grande partie exploités pour l'empierrement des chemins.

ε. Dolérites. (« boulard » ou « biseux bleu » en terme local). Présents dans la moitié ouest de la zone cartographiée, les dykes doléritiques appartiennent à un vaste champ filonien connu dans tout le bloc cadomien jusque dans le Trégor.

D'orientation moyenne subméridienne, ils s'étendent depuis Vire au Nord jusqu'à Montsurs au Sud (à l'Est de Laval). Sur la feuille à 1/50 000 Domfront, les dykes les plus représentatifs sont localisés dans les secteurs de Melleray, Avrilly et du mont Margantin, et peuvent être suivis, pratiquement en continu, sur plusieurs kilomètres (8 km pour le dyke d'Avrilly) en direction N180°E.

De puissance métrique à pluridécamétrique ils se présentent, en dehors des zones d'affleurements, sous la forme de boules éparées (en moyenne 30 à 50 cm de diamètre) dispersées dans les champs, pouvant atteindre plusieurs mètres cubes. Leur présence se marque également par une intense rubéfaction des terrains encaissants. Ce débit en

boules est le résultat d'une altération météorique dite « en pelures d'oignon ».

La roche est à grain fin à moyen et de couleur vert sombre. Elle est à texture doléritique et constituée de plagioclase basique en lattes enchevêtrées, de clinopyroxène maclé, en grandes plages ou en agrégats bordés de hornblende verte (ouralitisations) et de chlorite secondaire à inclusions d'épidote et de leucoxène. Accessoirement on y distingue de la biotite brune, de l'apatite, de l'ilménite, des sulfures (pyrite, pyrrotine) et quelques plages micrographiques à quartz et feldspath potassique.

Ces dolérites sont faiblement métamorphisées (prehnite et pumpellyite) et affectées par des diaclases orientées N95°E à N115°E. Elles développent sur leurs bordures une petite auréole de métamorphisme de contact d'une vingtaine de mètres d'extension, marquée par l'apparition de faciès faiblement tachetés.

Ces alignements doléritiques sont jalonnés de petites excavations artisanales (« anciennes marnières ») d'où l'on extrayait autrefois de la dolérite pour les habitations et l'empierrement des chemins, et des siltites et grauwackes métamorphisées pour amender les champs (modification du chimisme des roches sédimentaires?).

L'âge de mise en place de ces dykes basiques reste encore aujourd'hui très problématique. Ces dykes doléritiques s'injectent aussi bien dans les granodiorites que dans les terrains briovériens mais s'arrêtent systématiquement, ici comme ailleurs dans la région, à l'approche du contact avec les formations paléozoïques. Il serait par conséquent logique de leur attribuer un âge fini- à post-cadomien—anté-ordovicien. Cependant, plusieurs études et observations permettent d'envisager une mise en place plus tardive, au cours de l'ère primaire, probablement au Dévonien :

— au point de vue chimisme, les filons doléritiques de la Mancellia méridionale ont une composition tholéiitique franche (tabl. 1), identique à celle des sills basiques injectés dans les séries siluro-dévonniennes du bassin de Laval. Ils se distinguent par conséquent très nettement des manifestations éruptives basiques (gabbros de Brée, Ernée et Louzes), d'âge tardi-cadomien démontré, à composition calco-alcaline intermédiaire à tholéiitique modérée (Le Gall et Mary, 1983). Ils présentent d'autre part de grandes affinités avec les manifestations volcaniques basiques d'âge dévonien inférieur de Bretagne centre-ouest (Cabanis *et al.*, 1982, *in* Le Gall et Mary, 1983);

— dans le synclinal de Laval, ces dolérites ont d'autre part été observées à l'état de fragments dans des brèches d'âge carbonifère; elles se montrent localement, au Sud de Mayenne, affectées par une schistosité conforme à la foliation cataclastique du granite cadomien de ce secteur, foliation liée au fonctionnement d'une zone de cisaillement inverse dextre. Cet accident est antérieur à la mise en place du leuco-

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total
A	50,50	15,40	17,97	n.d.	4,49	7,46	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	95,82
B	48,93	12,94	15,90	0,21	4,81	7,91	3,13	0,96	3,98	0,60	1,08	100,45

A - Tinchebray (Orne), limite ouest de la commune, moulin de Noirie. Analyse aimablement communiquée par la société Saint-Gobain-Isover.

B - Saint-Siméon (Orne), feuille à 1/50 000 Landivy. Analyse C.R.P.G. Nancy publiée par J. Le Gall et G. Mary (1983).

Tableau 1 — Composition de dolérites de régions voisines du Mortainais—Domfrontais

granite d'Alençon (Dassibat *et al.*, 1982) daté à 330-340 ± 10 Ma (Leutwein, 1968);

— au point de vue datation, la méthode radiochronologique K/Ar a donné, pour l'ensemble des dolérites de la partie bretonne de la Mancellia, un âge compris entre 350 et 380 Ma (Leutwein *et al.*, 1972), soit intradévonien à carbonifère basal;

— sur le territoire de la feuille Domfront, ces filons doléritiques sont antérieurs à la phase de fracturation N40°E qui les décalent, et apparaissent au niveau des accidents N160°E simplement repris par un jeu en faille normale. Dans le secteur du mont Margantin, ils sont affectés par une fracturation de direction moyenne N90 à N110°E, proche de celle des failles bordières tardi-hercyniennes du synclinal de Domfront;

— ces dolérites sont enfin affectées par un métamorphisme de très faible intensité à prehnite-pumpellyite (orogénèse hercynienne).

À la vue de toutes ces données, il semble par conséquent logique d'admettre pour ces roches un âge intradévonien, sous réserve toutefois que l'on puisse expliquer l'absence de jeux décrochants au niveau des accidents N160°E, et de filons au sein de la couverture paléozoïque.

L'absence de ces filons dans la couverture paléozoïque s'expliquerait par une différence de compétence des terrains. Le magma basique s'élèverait le long de fractures verticales localisées principalement dans les parties les plus indurées de l'édifice mancennien. La cote maximale atteinte par le magma serait conditionnée par des limitations inhérentes au magma (densité, pression) ou par la présence d'une puissante série argileuse jouant le rôle de barrière de fluides (Le Gall et Mary, 1983).

TERTIAIRE

Les dépôts tertiaires sont sur la feuille à 1/50 000 Domfront relativement bien développés. Disposés en chapelets, ils reposent dans leur intégralité sur le substratum granodioritique de Passais—Le Horps, dans une zone délimitée à l'Est et à l'Ouest par deux accidents majeurs N160°E les failles de l'Égrenne—Mayenne et de l'Égrenne—Varenne. Ces petits bassins tertiaires alignés N160°E se poursuivent plus au Sud sur environ 50 km, jusque dans la région d'Évron.

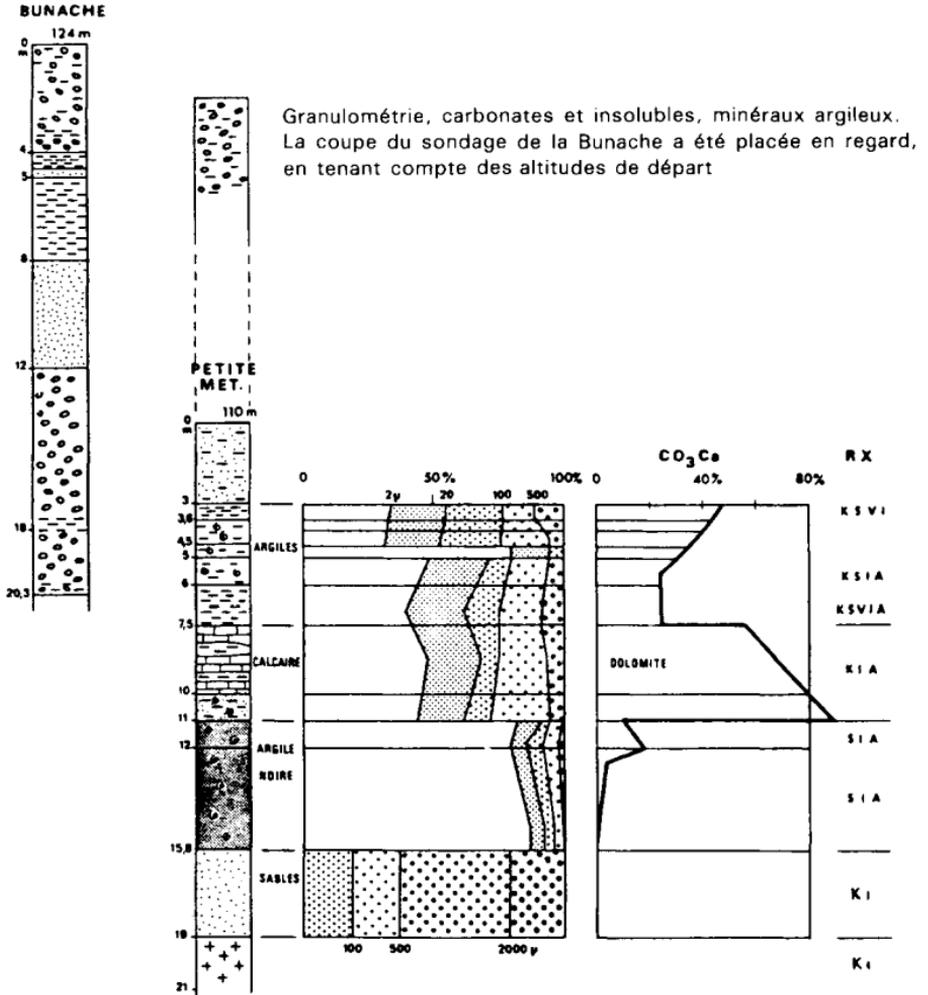
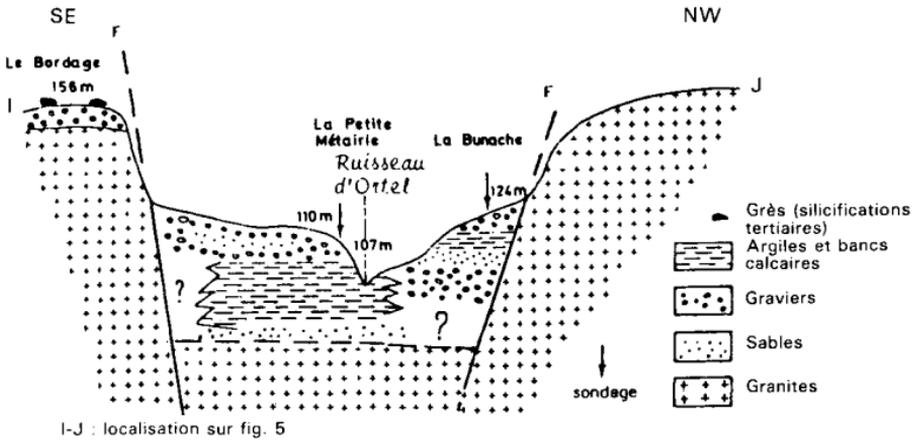


Fig. 3 - Coupe du sondage de la Petite-Métairie (Céaucé, Orne)



Le fossé tertiaire de Céaucé (Éocène supérieur), d'après Ollivier-Pierre *et al.* (1988)

Fig. 4 - Profil transversal schématisique des Fosses-de-Boire à Céaucé (Orne)

Dans ce secteur, deux ensembles ont été mis en évidence :

- un ensemble composé de sables, cailloutis, argiles et calcaires (e7) reconnus en sondage aux Fosses-de-Boire dans la région de Céaucé, de type laguno-lacustre, et daté du Ludien supérieur (Éocène supérieur) ;
- un ensemble (e-g) constitué de sables et graviers, surmontés par des dalles plus ou moins continues de grès silicifiés et dont l'âge reste à l'heure actuelle indéterminé.

e7. Ludien supérieur. Argiles et calcaires à bithynies (Céaucé). En dehors des sables et graviers les surmontant, ces formations argilo-calcaires n'ont été reconnues que par sondage dans les environs de Céaucé (Fosses-de-Boire). Ces sédiments se sont mis en place dans des petits fossés tectoniques, identiques à ceux connus à l'échelle régionale (Normandie, Mayenne, Bretagne) et induits par un rejeu des grands accidents N160°E. Ce rejeu serait contemporain de la phase distensive affectant l'Europe occidentale dès l'Éocène supérieur (Vignerresse, 1986). Géométriquement, ces bassins ont une structure asymétrique, à flanc ouest beaucoup plus redressé que le flanc est (Vignerresse, *ibid.*).

Au niveau des Fosses-de-Boire, le sondage effectué sur le chemin de la Petite-Métairie (Lautridou, 1976 ; cf. tabl. VII en annexe) a mis en évidence, sous 3 m de sables argileux, des argiles vertes ou grises épaisses de 4,50 m, surmontant une alternance de calcaire crayeux à bithynies et d'argiles vertes ou grises (3,5 m). Viennent ensuite des argiles grises (1 m), des argiles brun noirâtre légèrement organiques à débris de limnées (3,80 m) et, reposant sur le socle granitique altéré, des sables micacés (3,20 m : arène remaniée) (fig. 3 et 4).

Ce sondage (tabl. VII) a livré une faune et une flore relativement riche et variée (Ollivier-Pierre *et al.*, 1988) ayant permis d'attribuer un âge ludien supérieur à ces formations lagunaires, notamment :

- des gastéropodes dans les niveaux argileux et calcaires, tel *Bithynia monthiersi*, genre dulcaquicole (détermination C. Cavelier) ;
- des charophytes dont *Psilochara* sp. A (détermination J. Riveline) ;
- des spores et pollens, notamment *Aglaoreidia cyclops* et *Tricolpopollenites raguhnensis* (détermination M.F. Ollivier-Pierre).

De par leur contenu fossilifère, les argiles et calcaires de Céaucé appartiennent, en ce qui concerne les charophytes, à la super-zone à *H. tuberculata*, zone à *Stephanochara vectensis* (Riveline, 1986), et pour la palynoflore à la zone 6 à *T. raguhnensis* de J.J. Châteauneuf (1980), et sont rapportés à l'horizon des marnes à striatelles du Ludien supérieur (Ollivier-Pierre *et al.*, 1988).

Le sondage réalisé à la Bunache (fig. 4 et tabl. VII) au Nord-Est de la Petite-Métairie n'a recoupé qu'une alternance d'argiles plus ou moins sableuses et de sables gris-jaune à rouges avec ou sans cailloutis, d'âge indéterminé. Par rapport au sondage de la Petite-Métairie, les sables à galets de la Bunache sont localisés au même niveau altimé-

trique que les argiles et calcaires ludiens de la Petite-Métairie. Ceci peut être expliqué soit par l'existence de faciès de bordure (faciès donc du Ludien supérieur), soit par un rejeu post-ludien des accidents N160°E (Oligocène à Plio-Pléistocène inférieur) mettant en contact les formations détritiques à galets (e-g) et les sédiments ludiens (e7).

L'extension de ces formations argilo-calcaires (e7) demeure actuellement imprécise, restreinte cartographiquement à la présence, au voisinage de la Petite-Métairie, d'anciennes argilières.

Au point de vue paléogéographie, la faune et la flore présentes caractérisent un milieu lagunaire à lacustre. Cependant, la présence de foraminifères à Céaucé attesterait d'une ingression de salinité correspondant à une inondation marine très temporaire du milieu (Ollivier-Pierre *et al.*, 1988).

e-g. Éocène supérieur à Oligocène. Sables, argiles, cailloutis, grès silicifiés. Ces terrains apparaissent le plus souvent à l'état de petits reliefs ou de petites buttes dominant la surface du substratum granitique (Montaigu). Les dépôts les plus étendus sont ceux situés à la Guiberdière (1 km à l'Ouest de Céaucé), à la Poterie (2,5 km au Sud-Est de Céaucé) et à Chantrigné (localité hors carte, à la limite des feuilles Domfront et Mayenne). Trois dépôts de plus faible extension (dont la butte de Montaigu) s'alignent avec les précédents, toujours suivant le même axe N160°E.

La puissance de ces dépôts, en partie remaniés, demeure à l'heure actuelle indéterminée mais atteindrait au minimum une quinzaine de mètres (carrière de Chantrigné).

Dans la zone superficielle, la présence de ces faciès se traduit par l'observation de nombreux petits galets de quartz, de 1 à 5 cm, de sable, et de blocs ou fragments de grès issus des dalles sommitales, associés, selon le contexte, à un sol plus ou moins sableux (sable ou arène granitique *A₁⁴*) ou limoneux (limons lœssiques). La limite externe de ces zones « remaniées » n'est par conséquent qu'approximative (limite de passage).

Les meilleurs points d'observation de ces formations se situent à 1 km au Nord de Chantrigné (carrière au bord de la D 202 menant à Melleray-la-Vallée), à Montaigu (carrière abandonnée) et au lieu-dit la Poterie (deux sites, D 207 au Sud de Céaucé). La coupe réalisée en 1984 par R. Dhellemmes a permis d'observer de haut en bas la succession suivante :

— au sommet, une dalle de grès presque continue de 1 à 2 m de puissance, constituée de grès conglomératiques ou de grès à grain plus fin à cassure « lustrée », dans lesquels les grains de quartz sont emballés dans une matrice très fine beige à gris-beige. Ces grès paraissent noduleux à la base mais sont dépourvus de structures colonnaires et se montrent à l'altération imprégnés d'oxydes de fer.

Au microscope, ils apparaissent composés de fragments de quartz très hétérométriques, anguleux, déformés, plus ou moins recristallisés, pris dans un ciment crypto- à microcristallin. La présence de grains de quartz éclatés et l'abondance des minéraux opaques suggèreraient un phénomène de pédogenèse.

Ces grès sont identiques à ceux observés dans la région de Coustances. Les bioturbations sont cependant très nombreuses à l'Ouest (J.P. Lautridou, communication orale);

— sous ces grès, on observe une formation d'une dizaine de mètres constituée de sables grossiers à graveleux, à stratifications obliques ou entrecroisées. La puissance des lits varie entre un et quelques décimètres. Des chenaux de plusieurs mètres de large, à passées de sable fin, localement silteuses, ou très micacées (paillettes de muscovite de 2 mm) peuvent y être distingués.

Des poches ou lentilles d'argile blanche à grise, très savonneuse, sont également incluses dans les sables graveleux, préférentiellement dans les niveaux supérieurs. Elles constituent, lorsqu'elles sont abondantes, un handicap pour l'exploitation de la sablière.

Les galets présents dans les cailloutis sont composés de quartz; ils sont de forme émoussée (indice d'émoussé inférieur ou égal à 400) à subarrondie et ont une taille moyenne comprise entre 1 et 2 cm (6 cm au maximum).

Les coupes réalisées à Montaigu et à la Poterie montrent la même succession grès-sable graveleux, les grès apparaissent toutefois réduits (0,50 m à Montaigu, en blocs épars à la Poterie) et les sables grossiers à graveleux fortement oxydés dans leur partie sommitale (sable rouge; 2,5 YR 5/6, code Munsell).

Au point de vue âge, les faciès gréseux silicifiés, azoïques, sont traditionnellement assimilés aux « Grès à sabalites », observés notamment en Anjou, dans le Maine et près d'Argentan (Ménillet *et al.*, 1989), et datés de l'Éocène (Yprésien à Auversien). D'autre part, la succession grès-quartzites—sables ocre à rougeâtres décrite à Montaigu apparaît à tout point de vue similaire à celle observée dans la région de Fyé (Maine) par A. Bigot en 1897 (*in* Klein, 1973) lequel attribuait à ces formations un âge éocène (Bigot, 1897-1898). Bien que deux phases majeures de silicification soient reconnues (l'une à l'Yprésien, l'autre au Bartonien), cette dernière paraît pouvoir se poursuivre au-delà de l'Éocène, durant l'Oligocène voire le Miocène (Estéoule-Choux et Ollivier-Pierre, 1986).

Dans le cas présent de Céaucé, ces formations gréseuses silicifiées apparaissent clairement sus-jacentes aux argiles et calcaires reconnus en sondage et datés du Ludien supérieur. L'âge de ces formations se situerait par conséquent entre l'Éocène supérieur (tardi-Ludien) et l'Oligocène, ce qui rejoindrait, au niveau de la silicification, les idées de J. Estéoule-Choux et M.F. Ollivier-Pierre. Concernant l'origine de ce matériel, les avis restent très partagés, soit fluviale (Lépinay,

1969), soit marine et, avec réserves, d'âge éocène (Vérague, 1986), ou paléocène avec peut-être la base de l'Éocène (Klein, 1973).

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations résiduelles d'altération superficielle

Ar. **Arénisation sur granodiorite.** Les arènes sont essentiellement développées sur la granodiorite de Passais—Le Horps, au niveau de la zone comprise entre les cours de la Mayenne et de la Varenne. Elles ont cependant également pu être observées au Nord de Perrou entre la Surrie et le parc Turpin, le long du contact cornéennes/Grès armoricain.

Ce sont des sables grossiers, beiges à jaunâtres, argileux et hétérométriques, riches en kaolinite, essentiellement composés de débris de granodiorite altérée, de fragments de quartz, de grains de feldspath altéré, de quartz et de paillettes de mica.

Ces sables grossiers sont fréquemment mélangés avec les formations sus-jacentes telles que limons et terrains tertiaires plus ou moins remaniés.

Autres altérites. Les altérites des formations briovériennes et paléozoïques n'ont pas été figurées dans la mesure où elles sont relativement peu développées (puissance ≤ 1 m) et peu évoluées (stade de la fragmentation):

— les grauwackes du Briovérien prennent une teinte gris-beige à beige et se décomposent en fragments centimétriques et en sable à grain moyen à fin très limoneux;

les siltites se fragmentent en petites plaquettes gris-beige à beige verdâtre et peuvent donner naissance à un limon gris très argileux;

— les cornéennes sont beaucoup plus résistantes et se désagrègent en éléments pluricentimétriques et en sable et limon rougeâtres;

— les grès paléozoïques se transforment en cailloux, blocs légèrement émoussés, et en sables fins, limoneux de teinte ocre à rouge;

— les siltites et argilites du Paléozoïque s'altèrent en limon argileux ou argile silteuse de teinte beige clair, ocre ou bariolée de rouge et de blanc.

Épandages continentaux

S. Dépôts de pente hétérométriques périglaciaires (heads). Seuls les dépôts les plus représentatifs ont été figurés sur la carte, notamment entre Domfront et Perrou. Ces formations, d'âge essentiellement weichsélien, sont caractérisées par la présence de gros blocs de grès (atteignant le mètre cube) provenant, dans ce secteur d'un démantèlement par gélifraction de la barre de Grès armoricain. Le déplacement de ces blocs reste en général très limité, de l'ordre de 500 m maximum.

Œy. **Lœss weichséliens—wurmien (« terre douce »)**. Les limons lœssiques forment des recouvrements importants surtout à l'Ouest de la Varenne où on les observe au sommet ou sur les versants nord et nord-est de petits plateaux, et dans la partie centrale de la carte aux environs de Sept-Forges, Saint-Denis-de-Villenette et Beaulandais. Ces recouvrements peuvent atteindre localement jusqu'à 2 m de puissance. Sur la carte, seules les zones couvertes d'une épaisseur de limon lœssique voisine ou supérieure à 0,80 m ont été représentées.

Ces limons sont bruns à brun-jaune, non carbonatés et situés dans le prolongement des importants dépôts lœssiques (plus de 4 m) présents à l'Ouest dans les régions de Saint-Hilaire-du-Harcouët, Avranches, Granville et du Mont-Saint-Michel. Ces dépôts homogènes, sans structure apparente, correspondent à une accumulation de fines particules minérales, transportées par des vents d'Ouest au cours du Weichsélien et provenant du fond du golfe normando-breton (paléobaie du Mont-Saint-Michel) à l'époque exondé (Lautridou, 1991). Dans la région de Domfront, le dépôt de ces poussières apparaît très nettement influencé par la topographie, notamment par les deux barres de cornéennes qui délimitent un important couloir susceptible de canaliser les vents d'Ouest. Le mont Margantin constitue, à l'entrée de ce couloir, un relief majeur susceptible d'avoir modifié les caractéristiques aérodynamiques de ces vents et favorisé l'accumulation de ces particules dans les zones immédiatement abritées à l'Est.

D'un point de vue sédimentologique, ces lœss sont identiques à ceux des feuilles voisines (Mortain, Flers-de-l'Orne), caractérisés par une médiane vers 25-30 μm , une fraction 10-50 μm dominante et une courbe cumulative en sigmoïde. La fraction silteuse est nettement prédominante (70 %) alors que la fraction sableuse ne dépasse pas 10 %. Sur le plan minéralogique, le quartz est majoritaire, accompagné de débris de feldspath et de fines paillettes de muscovite. L'illite, la vermiculite et la chlorite sont par rapport à la kaolinite en proportions moindres. L'association de minéraux lourds épidote-amphibole, caractéristique d'un apport marin du fond du golfe normando-breton, prédomine sur les minéraux zircon-rutile-tourmaline.

Alluvions—colluvions

C. Colluvions de versants indifférenciées. Les colluvions sont des dépôts de bas de versants, de fonds de vallons ou de petites dépressions, constitués d'éléments grossiers (fragments lithiques, cailloux, blocs, galets) ou fins (sables, limons, argiles) mis en place par solifluxion et ruissellement au cours des périodes froides quaternaires. La nature de ces éléments et de la matrice est directement liée à la composition du substrat.

Deux principaux types ont été distingués :

— des colluvions sablo-limoneuses provenant essentiellement du remaniement d'arènes granitiques ;

— des colluvions limoneuses, issues du remaniement des loess et des altérites du Briovérien ou du Paléozoïque (matériaux limono-sableux et débris lithiques divers).

FL. Argiles laguno-lacustres de la Goulande (Pléistocène inférieur).

Ces argiles sont localisées à environ 3 km à l'Est de Domfront (le Fresne, la Goulande) dans un petit fossé tectonique d'âge supposé pléistocène inférieur (Bambier *et al.*, 1983). Intensément exploitées autrefois sur les sites de Launay et du Fresne, elles constituaient l'une des principales sources d'approvisionnement des potiers de Gers (feuille à 1/50 000 Mortain). Cette industrie, connue depuis la guerre de Cent Ans, s'est éteinte en 1926.

Ces formations ont été reconnues par sondage sur les sites de la Goulande et du Fresne, ainsi qu'à Monsifrotte et à la Truberdrière à environ 1,5 km au Sud-Ouest de Domfront (J.P. Lautridou : tabl. I, II, III, en annexe). Dans ces différents sondages, on observe, sous un recouvrement d'épaisseur variable (0 à 4,5 m), une succession de niveaux argileux gris, noirs, bruns ou roses, plus ou moins sableux et localement interrompus par des intercalations carbonatées (la Goulande).

Ces argiles ont également été exploitées et travaillées à proximité de la ferme du Petit-Boudet (Saint-Gilles-des-Marais, ancien four à poterie).

Les limites de ce bassin sont actuellement inconnues en raison notamment du recouvrement superficiel. Toutefois, ces dépôts semblent s'organiser autour d'un axe N130°E reliant la Goulande à la Truberdrière. Ces argiles laguno-lacustres sont considérées d'âge pléistocène inférieur (Bambier *et al.*, 1983).

Fv, Fw, Fx. **Alluvions fluviales périglaciaires (Pléistocène).** Ces dépôts alluviaux anciens ont principalement été observés aux environs de Geneslay—Rennes-en-Grenouilles, de Melleray-la-Vallée, le long de la Mayenne et au Sud de Domfront entre les cours de l'Égrenne et de la Varenne. Ils sont essentiellement constitués de sable, de graviers et de galets de taille centimétrique à pluridécimétrique, composés de quartz, granodiorite, dolérite, grès briovériens ou paléozoïques et de cornéennes, localement éolisés (Geneslay).

Ces dépôts sont les témoins de formations alluviales étagées, plus ou moins remaniées, démantelées, d'épaisseur réduite (d'ordre métrique), mis en place par les rivières Égrenne, Varenne et Mayenne au cours du Pléistocène. Étagées topographiquement sur une quinzaine de mètres en moyenne, ces alluvions ont été observées à Geneslay à 25 m au-dessus du cours actuel de la Mayenne.

Les différents niveaux d'alluvions sont difficiles à délimiter sur le terrain en raison de la similarité des matériaux d'un niveau à l'autre, du démantèlement affectant ces différents horizons et du faible déca-

lage altimétrique entre ces différentes formations. Trois subdivisions ont été introduites sur ce territoire :

Fv : alluvions fluviales périglaciaires correspondant à un dépôt alluvial en position haute, du Pléistocène inférieur ;

Fw : alluvions fluviales périglaciaires en position intermédiaire, d'âge vraisemblablement pléistocène moyen (pré-Saalien) ;

Fx : alluvions fluviales périglaciaires saaliennes en pente douce, descendant jusqu'à la plaine alluviale actuelle (Fz).

Ces trois subdivisions sont essentiellement basées sur des différences altimétriques.

Fz. Alluvions fluviales récentes (Holocène). Ces alluvions sont en général peu épaisses (moins de 2 m), d'extension relativement limitée dans le socle granitique (bande de 50 à 200 m de large), mais par contre nettement plus développée dans le « couloir » briovérien (jusqu'à 800 m de large), notamment en bordure de l'Égrenne (à l'Ouest de Saint-Gilles-des-Marais) et de la Mayenne (Rennes-en-Grenouilles).

Ces alluvions sont limoneuses à argilo-sableuses, remaniant les loëss, et masquent intégralement les alluvions Fy (graviers de fond, non figurés).

F. **Accumulations ferrifères type « alios ».** Ces formations situées en position topographique basse n'ont été observées qu'à l'état de blocs dans les alluvions anciennes de la Mayenne et de la Varenne. Elles résultent du lessivage et de la dégradation pédologiques des altérites fines et des limons alluviaux. Elles ont un aspect conglomératique et sont constituées de galets de quartz, grauwacke, schiste pris dans un ciment argilo-sableux fortement imprégné d'oxydes de fer (à l'origine de la teinte rouille).

Localisées à environ 1 m à 1,50 m sous le niveau topographique actuel (d'après les agriculteurs), ces roches peuvent former une carapace pouvant atteindre dans la région de Rennes-en-Grenouilles jusqu'à 1 m de puissance. Elles auraient autrefois été extraites et utilisées en tant que minerai de fer dans la région de Sept-Forges.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Briovérien

Au cours de cette période, l'ensemble de la région est occupé par un vaste bassin marin (Garlan, 1985), limité au Nord par une importante cordillère. L'érosion de cette dernière fournit des matériaux argilo-sableux, s'accumulant pour les plus grossiers en position instable sur un important talus subaquatique situé au pied de cette chaîne

Minéraux	Massif d'Athis		Massif de La Ferté-Macé (la Raitière)	Ensemble des granodiorites mancelliennes	
	A2	A10		Moyenne sur 28 échantillons	Écart type
Quartz	30	28	31	30,5	2,1
Feldspath potassique	15,5	14,5	16	14,6	5,8
Plagioclase	33,5	33	30	34,4	5,2
Biotite chloritisée	12	11,5	11	13,8	2,9
Cordiérite phyllitisée	4	8	7	2,9	3,1
Muscovite	3	3,5	4	3,2	2,6
Divers	2	1,5	1	1	0,8

A2 : Sainte-Croix-sur-Orne.

A10 : entre le Ménil-Jean et La Fresnaye-au-Sauvage.

la Raitière : carrières 1 km à l'Ouest du Champ-de-la-Pierre.

Tableau 2 — Analyses modales, au compteur de points, de granodiorites mancelliennes (d'après Jonin, 1981)

	Ensemble du batholite mancellien		Massif d'Athis A2	Massif de La Ferté-Macé Fm4
	Granodiorite type Vire (moy. 19 éch.)	Écart type		
SiO ₂	67,80	1,10	66,40	66,80
Al ₂ O ₃	15,07	0,31	15,41	14,95
Fe ₂ O ₃ total	4,56	0,60	5,45	5,75
MnO	0,06	0,01	0,07	0,06
MgO	1,56	0,30	1,91	1,86
CaO	1,70	0,22	1,51	1,44
Na ₂ O	3,24	0,25	3,04	2,70
K ₂ O	3,93	0,29	3,57	3,64
TiO ₂	0,62	0,11	0,53	0,69
H ₂ O ⁺	0,85	0,25	1,60	1,32
H ₂ O ⁻	0,11	0,07	0,16	0,16
Total	99,50		100,00	99,37

A2 : Sainte-Croix-sur-Orne.

Fm4 : le Champ-de-la-Pierre, la Raitière.

Tableau 3 — Composition chimique de granodiorites mancelliennes (d'après Jonin, 1981)

montagneuse, ou se déposant, pour les plus fins, directement au fond du bassin (mise en place de vases et silts). En période d'instabilité, la fraction grossière est remise en mouvement et étalée sur le fond du bassin par l'intermédiaire de courants de turbidité (mise en place des sables grauwackeux). La rythmicité dans ces apports détritiques fins et grossiers engendre la formation d'alternances (BSG) à caractère flyschöïde, dont l'épaisseur demeure actuellement inconnue.

Les siltites et argilites massives (BS) sus-jacentes marquent le retour à une sédimentation normale de bassin. Celle-ci sera ultérieurement interrompue par une forte décharge grossière (BG) grés-conglomératique, symptomatique d'une importante phase d'instabilité du bassin briovérien. Cette période d'instabilité marque probablement le comblement du bassin et la mise en place de la plate-forme cambrienne (Doré, 1972).

Ces terrains sédimentaires sont affectés au cours de cette orogénèse par une phase de plissement accompagnée d'un métamorphisme régional de faible intensité, puis intrudés et métamorphisés (cornéennes-métamorphisme de contact) vers 550 Ma par des plutons granodioritiques antécambriens.

Granodiorites à biotite et cordiérite

● **Géochimie et origine.** L'étude des granodiorites mancelliennes réalisée par M. Jonin (1981) a confirmé leur assez grande homogénéité à l'échelle de la région. Elles sont à caractère alumineux très prononcé, ce qui se marque au niveau de la paragenèse minérale par la présence de cordiérite et de biotite alumineuse et ferrifère. La composition de ces biotites les classe dans l'association des granitoïdes alumino-potassiques (tabl. 2 et 3). Leurs teneurs en baryum, strontium, rubidium et lithium sont présentées dans le tableau 4. Les spectres des terres rares (tabl. 5) des granodiorites de la Mancellia sont comparables à ceux des granodiorites calco-alkalines. Par rapport aux leucogranites tardi-cadomiens présents dans la région (Mortain; Ménillet *et al.*, 1987), leur concentration totale en terres rares (supérieure ou égale à 150 ppm) est de 5 à 50 fois plus élevée. Ces granodiorites se caractérisent également par une anomalie négative en europium significative (Fouillac *et al.*, 1986).

Au niveau du massif de Fougères, deux types pétrographiques de granodiorite ont été distingués : un faciès à biotite seule et un faciès à biotite et cordiérite, identique à celui présent sur la feuille Domfront (Dadet *et al.*, 1981). L'étude géochimique réalisée sur ces deux faciès a fait ressortir les faits suivants :

- la faiblesse en chaux, le faciès à cordiérite se différenciant nettement par son caractère hypocalcique et hyposodique ;
- l'abondance en fer et magnésium, la granodiorite à cordiérite se caractérisant par une plus grande richesse en magnésium ;
- les teneurs très élevées en soufre (600 à 2 100 ppm, la normale étant de 100 ppm), le faciès à cordiérite étant deux fois plus riche que

	Granodiorites mancelliennes	V6*	Aplites et leucogranites
Ba	395 à 765	745	15 à 150
Sr	48 à 155	134	7 à 67
Rb	122 à 189	157	118 à 318
Li	32 à 100	57	8 à 39

* V6 : Saint-Poix (Manche), carrière de la société coopérative La Laborieuse.

Tableau 4 — Composition (ppm) en Ba, Sr, Rb et Li des granodiorites mancelliennes ainsi que des aplites et leucogranites qui les bordent ou les recourent (d'après Jonin, 1981)

Terres rares							Autres éléments					
La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Th	Hf	Cs	Sc	Co	
40	74	8	0,85	1,2	2,5	0,4	12,5	5,2	11	11,7	7,8	

Tableau 5 — Teneurs en terres rares, thorium, hafnium, césium, scandium et cobalt de l'échantillon V6 (d'après Jonin 1981)

le faciès à biotite seule. De par leurs compositions isotopiques du soufre et leurs caractères pétrographiques et géochimiques, ces granodiorites s'apparentent aux granites de type « S » ou « Ilmenite Serie », d'origine crustale ;

— la teneur importante en H_2O^+ du faciès à cordiérite (en relation avec l'altérabilité de la cordiérite).

Cette étude a permis de caractériser les deux faciès constituant le batholite de Fougères et de préciser leurs origines :

— la granodiorite à biotite montre un chimisme intermédiaire entre le pôle granodioritique et le pôle des granites monzonitiques, sa richesse en fer et magnésium expliquant le mode granodioritique. Elle se situe dans la lignée d'évolution des magmas calco-alcalins, d'origine crustale ;

— la granodiorite à biotite et cordiérite (telle que celle présente sur la feuille Domfront) a une composition de granite monzonitique qui s'oppose à un mode granodioritique net, conditionné par la richesse en fer et magnésium et l'existence de muscovite secondaire. Du point de vue génétique, cette granodiorite, co-intrusive avec le faciès à biotite, montre des compositions très éloignées de celles des granitoïdes communs et de la lignée calco-alcaline mais semble, au vu des données de terrain (absence de contact intrusif), de la minéralogie et de la pétrographie, être issue d'un magma identique à celui de la granodiorite à biotite.

Le passage de l'un à l'autre des faciès par évolution purement magmatique étant exclu vu les résultats de l'étude géochimique, la

solution d'une hybridation des magmas par assimilation de matériel sédimentaire semble la plus logique.

Cette hypothèse est notamment conforté par les affinités existant entre le chimisme des granodiorites à cordiérite et celui des grauwackes alumineuses briovériennes, l'abondance des enclaves métamorphiques dans ces granodiorites à cordiérite et la répartition spatiale de ces dernières en périphérie du massif de Fougères. Cette assimilation de matériel sédimentaire expliquerait également les teneurs très anormales en soufre décelées dans ces faciès (Dadet *et al.*, 1981).

En résumé, les deux types de granodiorite sont d'origine comagmatique, le faciès à biotite et cordiérite, situé à la partie supérieure du complexe granitique, résultant d'une simple contamination par matériel crustal (le Briovérien) du magma initial.

• **Âge.** L'âge des massifs granitiques de la Mancellia a longtemps été discuté. Ainsi que l'a démontré A. de Lapparent (1877) pour la granodiorite de Vire, ils sont ici postérieurs au Briovérien qu'ils affectent (métamorphisme de contact), mais également à la phase plicative de l'orogénèse cadomienne (Jeannette, 1971). Ils sont par contre antérieurs au poudingue de base du Cambrien, non métamorphisé et reposant en discordance sur les granites arénisés (Graindor, 1953; Chauris, 1956). Ces granodiorites sont par conséquent antécambriennes et se mettent en place à la fin de l'orogénèse cadomienne.

Plusieurs essais de datation par radiométrie ont été réalisés (tabl. 6 et 7) notamment par P. Pasteels et F. Doré (1982) qui ont obtenu par la méthode U/Pb sur monazite de la granodiorite de Carolles-Vire un âge de refroidissement de 540 ± 10 Ma. L'étude géochronologique (Rb/Sr) réalisée sur le massif de Fougères (Dadet *et al.*, 1981) n'a donné, vu la grande dispersion des points sur le diagramme isochrone, qu'un âge sans valeur réelle de 611 ± 80 Ma (Fouillac *et al.*, 1986). Par contre, en combinant toutes les données Rb/Sr obtenues sur le batholite mancennien (massif de Fougères et données de M. Jonin et P. Vidal, 1975, sur le granite de Vire et les autres granitoïdes de la Mancellia) P. Fouillac *et al.* (1986) ont obtenu un âge de 551 ± 36 Ma, compatible, dans la limite des erreurs, avec celui obtenu par P. Pasteels et F. Doré.

Des âges plus jeunes variant entre 521 ± 11 Ma et 490 ± 14 Ma ont également été obtenus sur certaines granodiorites à cordiérite de Fougères, à rapport isotopique en Sr plus élevé. Ces résultats tendraient à prouver que le massif a subi une réhomogénéisation isotopique du Sr vers 520 Ma, pouvant être induite par la mise en place de leucogranites datés par M. Jonin et P. Vidal (1975) à 507 ± 6 Ma.

PALÉOZOÏQUE

Le Paléozoïque est caractérisé par deux transgressions marines majeures, l'une au Cambrien, limitée régionalement aux domaines normand et vendéen, l'autre à l'Ordovicien, envahissant toutes les régions du Massif armoricain.

Auteurs	Date	Méthode	Partie datée	Constantes utilisées pour le calcul de l'âge	Âge ●● (Ma)	Observations (avec la collaboration de J.Y. Calvez)
Graindor et Wasserburg	1962	Rb/Sr	Roche totale	$\lambda_{\text{Rb}}^{87} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	497 ± 10	Datation sur pegmatite probablement postérieure à la mise en place du granite.
Kaplan et Leutwein	1963	K/Ar	Biotites	$\lambda\beta = 4,72 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ $\lambda_{\bullet} = 5,84 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	553 ± 9	Moyenne calculée sur des âges imprécis d'échantillons (selon les auteurs); âge imprécis.
Pasteels	1970	U/Pb	Monazites	$\lambda_{\text{U}}^{238} = 1,537 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ $\lambda_{\text{U}}^{235} = 9,72 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	570 ± 25	Âge du refroidissement.
Adam	1967 1976	Rb/Sr	Roche totale	$\lambda_{\text{Rb}}^{87} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	592 ± 15	Échantillonnage disparate (feldspath, leucogranite) selon Jonin et Vidal (1975).
Jonin et Vidal	1975	Rb/Sr	Roche totale●	$\lambda_{\text{Rb}}^{87} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	617 ± 12	L'isochrone est en partie déterminée par l'échantillon provenant du bois du Gast, à rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très bas par rapport à celui des autres échantillons. Si cet échantillon particulier est exclu, l'âge de granodiorite ne peut être déterminé.
Pasteels et Doré	1982	U/Pb	Monazites		540 ± 10	Âge du refroidissement.

● Datations sur 6 échantillons du massif de Vire—Carolles et 9 échantillons provenant des autres massifs de granodiorite de la Mancellia.

●● Âge recalculé avec la constante $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ pour les datations Rb/Sr.

Tableau 6 — Âge radiométrique de la granodiorite du massif de Vire—Carolles

Auteurs	Date	Méthode	Partie datée	Âge	Observations
[1] Fouillac <i>et al.</i>	1986	Rb/Sr	Roche totale	611 ± 80 Ma	Granodiorite de Fougères. Forte dispersion des points dans le diagramme isochrone. Âge non retenu.
[2] Fouillac <i>et al.</i>	1986	Rb/Sr	Roche totale	661 ± 25 Ma	Données [1] combinées à celles de Jonin et Vidal sur la granodiorite de Vire (1975).
Fouillac <i>et al.</i>	1986	Rb/Sr	Roche totale	565 ± 54 Ma	Idem [2] moins les échantillons du bois du Gast (Jonin et Vidal, 1975).
Fouillac <i>et al.</i>	1986	Rb/Sr	Roche totale	551 ± 36 Ma	Données [1] combinées aux données de Jonin et Vidal (1975) sur l'ensemble du batholite mancellien.
Fouillac <i>et al.</i>	1986	Rb/Sr		521 ± 11 Ma	Isochrone statistique sur les minéraux de la granodiorite à cordiérite RT 14. Âge de réhomogénéisation lié à la mise en place de leucogranites (?).
Jonin et Vidal	1975	Rb/Sr	Roche totale	507 ± 6 Ma	Leucogranites.

Tableau 7 — Âge radiométrique de la granodiorite du massif de Fougères (Fouillac *et al.*, 1986) Comparaison avec les données de Jonin et Vidal (1975)

Cambrien

La transgression cambrienne couvre, dès le Cambrien inférieur, la majeure partie de la Normandie. Au cours de cette période s'individualisent trois bassins sédimentaires marins, dans le Cotentin, en Normandie centrale et dans le Sud-Est de la Normandie et du Maine. Les sédiments sont essentiellement de nature terrigène, grossiers à la base (poudingues et arkoses), localement carbonatés (Calcaire de Laize).

La régression cambrienne, décalée d'une région à l'autre (en Normandie dès le Cambrien moyen dans le Nord, au Cambrien supérieur dans le Sud), aboutit à la fin du Cambrien à une émergence généralisée de toute la Normandie. Ces formations cambriennes, non affleurantes sur la zone de Domfront, sont présentes à l'Est sur les cartes à 1/50 000 La Ferté-Macé, Villaines-la-Juhel et Argentan, et au Nord-Est sur la feuille Mortain (Formation de la Riffaudais).

Ordovicien

La transgression marine ordovicienne envahit toutes les régions du Massif armoricain, se traduisant par le dépôt de sédiments terrigènes, silto-conglomératiques rouges, puis à dominante arénacée (Formation du Grès armoricain).

Dans le secteur de Domfront, la transgression ordovicienne débute directement par le Grès armoricain, d'âge arénigien moyen, reposant en discordance sur le Protérozoïque et disposé au niveau de « gouttières » axées sur les bandes granitiques de Domfront—Bagnoles-de-l'Orne. Ces sédiments se mettent en place au niveau de la partie supérieure d'une plate-forme très étendue et peu profonde, soumise à l'action des marées et des courants côtiers.

La sédimentation de plate-forme se poursuit à partir de l'Arénig supérieur et au Llanvirn par le dépôt de vases argileuses sombres (Formation des Schistes du Pissot, sur Domfront), marquant une légère accentuation de la transgression ordovicienne. Ces schistes sont à contenu faunistique développé (trilobites, ostracodes, brachiopodes et cystidés) et renferment dans leur partie inférieure des niveaux de minerai de fer oolitique.

La sédimentation évolue vers des dépôts arénacés au cours du Llandeilo (Formation du Grès de May), puis à dominante argilomicacée au Caradoc (Formation des Schistes du Pont-de-Caen). Elle s'achève à l'Asghill par le dépôt de sédiments argilo-gréseux, micacés, contenant des fragments de nature variée (Tillite de Feugueroles). Cette formation à fragments constitue un des témoins périphériques de la glaciation africaine (calotte glaciaire recouvrant la partie centrale de l'Afrique à la fin de l'Ordovicien) et est considérée comme un dépôt glacio-marin alimenté en fragments par la fonte d'icebergs (Le Corre *et al.*, 1991).

Silurien

Au Silurien, après un épisode de sédimentation arénacée à la fin de l'Asghill et au Llandovery (Grès culminant), se développent les ampélites noires à matière organique et graptolites (du Llandovery supérieur au Ludlow). Bien que les conditions de dépôt de ces sédiments restent encore problématiques (dépôts profonds ou milieux confinés), ces ampélites constituent néanmoins des marqueurs de transgression.

Dévonien

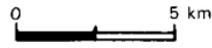
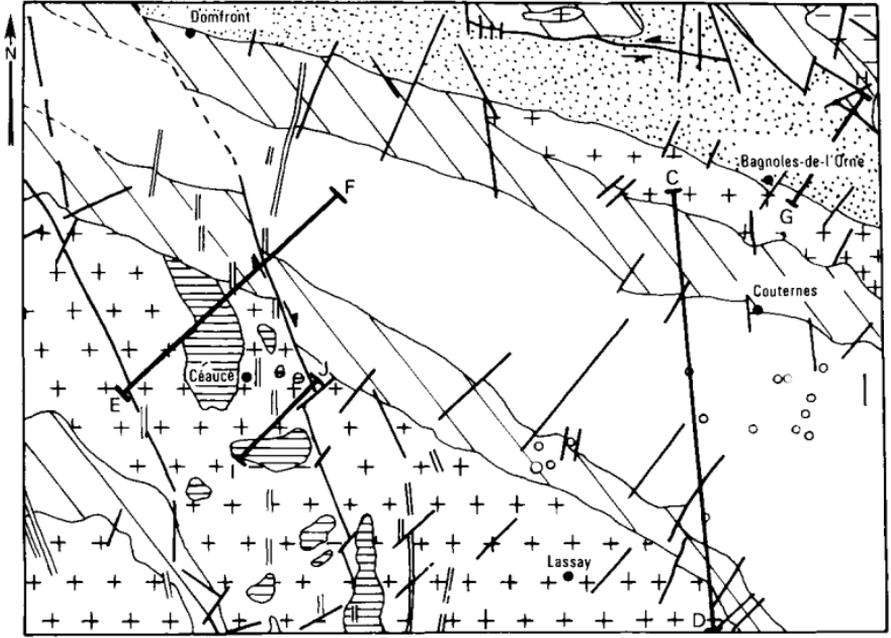
En Bretagne centrale comme en Normandie, la sédimentation marine reste ininterrompue du Silurien au Dévonien avec, au Dévonien inférieur, la mise en place (notamment dans le Cotentin et les synclinaux de Menez-Belair et Laval) de dépôts argilo-arénacés puis argilo-carbonatés à faune benthique. Le Dévonien moyen et supérieur sont par contre absents en Normandie, alors que dans la région de Domfront, cette lacune d'observation débute dès le Dévonien inférieur et se poursuit jusqu'au Tertiaire. Lacune de sédimentation ou lacune d'érosion, le problème reste posé. Enfin, c'est au cours du Paléozoïque que se met en place au sein du socle cadomien un important champ filonien doléritique, signe d'une importante phase d'extension d'âge probablement intradévonien.

Que ce soit en Bretagne centrale ou en Normandie, la sédimentation marine de plate-forme apparaît par conséquent, de l'Ordovicien au Dévonien, continue dans son ensemble, simplement perturbée par des variations eustatiques mineures (petites lacunes au passage Ordovicien/Silurien) et quelques manifestations volcaniques. Aucun événement tectonique important ne paraît troubler cette sédimentation.

Cette stabilité relative du domaine normand contraste très nettement avec l'instabilité du domaine vendéen, affecté notamment par une forte tectonique tangentielle, une intense activité plutonique à l'Ordovicien et au Dévonien, et caractérisé, outre les dépôts terrigènes, par d'importantes accumulations de dépôts pyro- et épicalstiques et par la présence de laves acides (rhyolites, ignimbrites) ou basiques (tholéiites océaniques, tholéiites d'arc, spilites de bassins d'arrière-arc) (synclinorium de Chantonay, complexe de Saint-Georges-sur-Loire).

TERTIAIRE ET QUATERNAIRE

Au cours du Tertiaire, des sédiments lacustres, fluvio-lacustres à lagunaires se mettent en place au sein de petits bassins tectoniques. Ces derniers sont directement contrôlés et délimités par des accidents majeurs N160°E, tardi-hercyniens, ayant joué à partir de l'Éocène supérieur. La présence à Céaucé de foraminifères au sein des sédiments



-  Tertiaire
-  Paléozoïque
- Protérozoïque
 -  Briovérien métamorphique (1), non métamorphique (2)
 -  Conglomérat à galets de quartz et phanite
-  Granodiorite cadomienne
-  Faille
-  Coupe structurale

Fig. 5 - Schéma géologique simplifié de la feuille Domfront
Localisation des coupes C-D, E-F, I-J

ludiens, attesterait, à la fin de l'Éocène supérieur, d'une inondation marine très temporaire de ce milieu.

À partir de la fin du Pliocène se succèdent une vingtaine de périodes froides dites «glaciaires» entrecoupées de périodes tempérées «interglaciaires», en partie responsables de la morphologie actuelle du paysage. Le creusement des vallées lié à une baisse du niveau des mers conduit à une individualisation des différents niveaux d'alluvions, alors que la fragmentation des roches par le gel entraîne la formation d'horizons superficiels de type «head».

Les lœss, contemporains de ces périodes froides, sont apportés par les vents d'Ouest dominants et déposés dans les zones de calme éolien, notamment à l'abri du mont Margantin. Au cours de cette période s'individualise au Sud-Ouest de Domfront (la Goulande), un petit bassin laguno-lacustre d'âge pléistocène ancien, à remplissage argileux.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

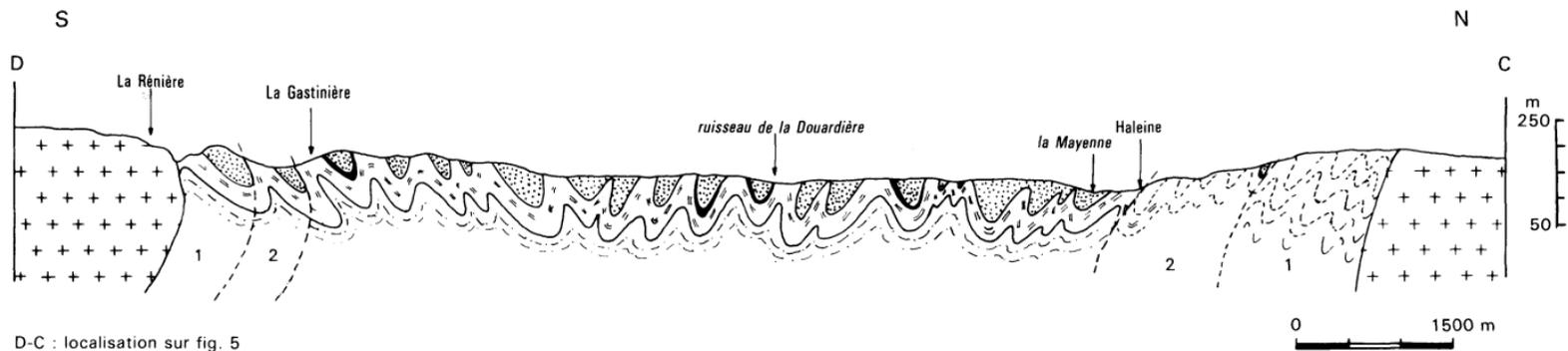
La structuration actuelle des terrains briovériens et paléozoïques résulte d'une succession d'événements tectoniques ductiles et cassants, ayant affecté ces formations au cours des phases orogéniques cadomienne (à la fin du Protérozoïque) et hercynienne (à la fin du Paléozoïque).

Déformations et métamorphismes cadomiens

L'orogénèse cadomienne (du nom latin de la ville de Caen : Cadomus) est à l'origine de la déformation plicative des terrains sédimentaires du Briovérien, avant le dépôt des assises paléozoïques. Cette déformation E1 correspond aux phases tardives associées à la mise en place du batholite mancellien dans l'avant-pays de la chaîne cadomienne *s.s.*

La discordance cartographique du Paléozoïque sur le Briovérien dans la région de Domfront, ainsi que le caractère répétitif de certains horizons (bS et bG), soulignent très distinctement l'existence de cette phase de plissement E1 (fig. 5, 6, 7). Les plis P1 sont synschisteux, serrés, d'ordre décimétrique à plurihctométrique, et orientés selon une direction N80 à N100°E. À flancs très redressés (en moyenne 60 à 70°) voire subverticaux, ils apparaissent faiblement déversés vers le Nord-Est au Nord et vers le Sud-Ouest au Sud. Les axes de plis, orientés en moyenne N80 à N90°E présentent fréquemment un plongement vers l'Est (Chantraine *et al.*, 1982; Dupret, 1983), parfois vers l'Ouest, pouvant localement être accentué au passage d'accidents subméridiens (secteur de Chevaigné-du-Maine).

Ces plis P1 sont accompagnés d'une schistosité de type flux S1 de plan axial, subparallèle à parallèle au plan de stratification S0, matérialisée par un alignement de phyllites et de minéraux opaques.



D-C : localisation sur fig. 5

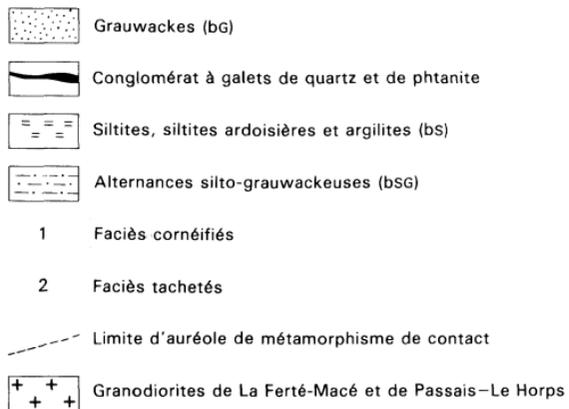
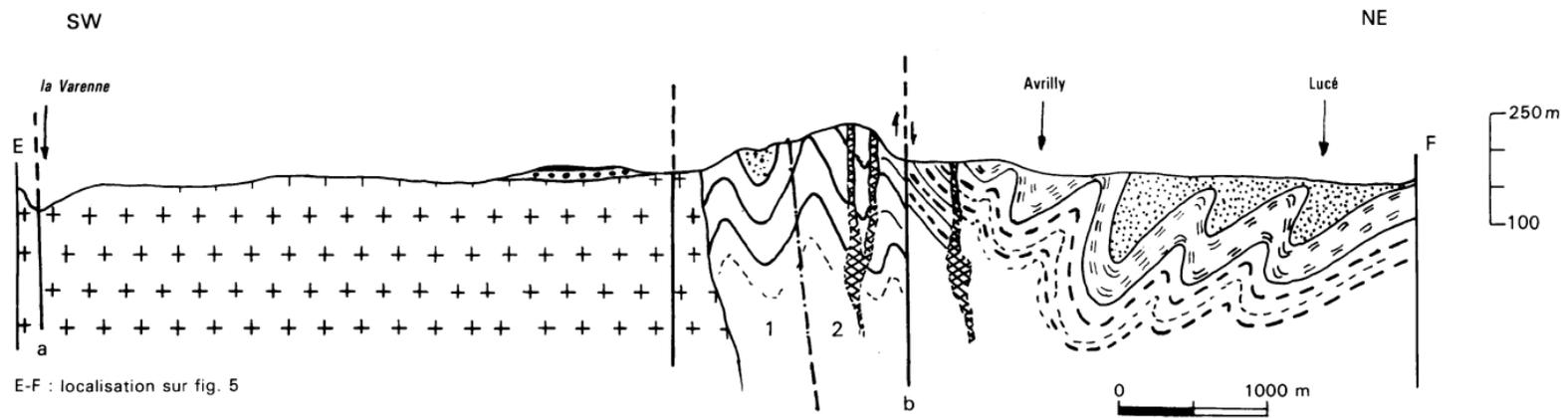


Fig. 6 - Coupe lithostructurale dans le socle cadomien ; répartition des faciès sédimentaires et limites des auréoles de métamorphisme de contact
(Y. Vernhet, 1992)



E-F : localisation sur fig. 5

TERTIAIRE

Gravier, sables, argiles sableuses (1) et dalles de grès silicifiés (2)

PROTÉROZOÏQUE

Grauwackes (bg)

Siltites, argilites (bs)

Alternances silto-grauwackeuses (bsg)

2 Faciès tachetés à dominante silteuse (Briovérien métamorphique)

1 Faciès cornéifiés (Briovérien métamorphique)

Limite d'auréole de métamorphisme

Granodiorite de Passais-Le Horps

ROCHES FILONIENNES

Dyke de dolérite (Dévonien?)

Faille

a : accident N160°E de la Varenne

b : accident N160°E de la Mayenne

Fig. 7 - Coupe lithostructurale dans le secteur du mont Margantin (Y. Vernhet, 1992)

Ces plis sont en général difficiles à observer sur le terrain. Nous signalerons cependant ceux de Mont-Mer (près de Madré, au bord du ruisseau d'Anglaines) dans des siltites ardoisières dominantes (bS).

À cette phase de plissement cadomienne est associé un métamorphisme régional de faible intensité (anchizone-épizone), auquel se surimpose, ultérieurement, en bordure des granodiorites cadomiennes tardi-orogéniques, un métamorphisme de contact (cordiérite post-cinématique).

La cartographie détaillée des différents horizons silteux (bS) et grauwackeux (bG) fait apparaître à l'approche du contact granite/Briovérien (partie est de la bande médiane briovérienne) une nette virgation de la série et des structures plicatives associées (plis P1 à schistosité S1), en apparence caractéristique d'un phénomène cisailant dextre d'ampleur régionale. Ce cisaillement dextre, postérieur à la phase de plissement E1 affectant le Briovérien (virgation de la S1), se marque dans la zone de contact par l'abondance de filonnets de quartz au sein des faciès cornéifiés, faiblement laminés (filonnets absents au contact granite/Briovérien sur la feuille Landivy) et par le développement au sein de ces faciès d'une ébauche de schistosité de crénulation S2.

Cette schistosité S2, en moyenne parallèle en direction au contact granodiorite/cornéennes (N110 à N140°E) affecte sur son passage la schistosité S1 et provoque une très légère rotation des cordiérites postschisteuses S1. Au niveau de la granodiorite, aucune déformation notable n'a été observée dans cette zone de contact, la roche demeurant équante, non orientée.

Ce jeu cisailant ne peut par conséquent être postérieur à la mise en place du granite et apparaît en toute logique contemporain à subcontemporain de celle-ci (syn-à tardi-cinématique). L'aspect ductile de la déformation enregistrée au niveau du Briovérien rend cette hypothèse tout à fait probable.

Tectonique cassante affectant le socle anté-paléozoïque

Trois familles de failles ont été mises en évidence, matérialisées sur le terrain par des filons de quartz, d'importants décalages ou des zones fortement tectonisées, ou par l'étude des photos aériennes. Ces failles se classent selon trois directions majeures :

- des failles N160°E, limitées en nombre mais de valeur régionale ;
- un réseau d'accidents transverses N40 à N45°E ;
- des failles méridiennes N180°E.

● Le **réseau N160°E** est commun aux terrains protérozoïques et paléozoïques. Il est caractérisé par deux accidents majeurs, les failles de l'Égrenne—Varenne et de la Mayenne—Égrenne, cette dernière correspondant au prolongement de l'accident dit de l'Égrenne présent

sur les cartes Flers-de-l'Orne (Beurrier *et al.*, 1983) et Mortain (Ménillet *et al.*, 1987).

Ces accidents sont à jeux décrochants dextres, entraînant des déplacements d'ordre kilométrique et des rejets verticaux pluridécamétriques (barre de Grès armoricain de Domfront; faciès tachetés du mont Margantin).

Bien que discontinus, ces accidents s'alignent, sur environ 80 km de long, de Vire jusqu'aux environs d'Évron. Ils sont probablement tardi-hercyniens. Toutefois, le contrôle qu'ils exercent sur la mise en place des bassins éocènes depuis Domfront jusqu'à Évron au Sud, traduit un rejeu probablement en faille normale, contemporain, selon J.L. Vignerresse (1986), de la phase distensive affectant l'Europe occidentale à partir de l'Éocène supérieur.

Ces failles sont parfois accompagnées de filons de quartz de puissance métrique (Sept-Forges).

- Les **fractures N40 à 45°E** affectent l'ensemble des terrains protézoïques et paléozoïques, les dykes doléritiques, ainsi que les grands accidents N160°E et N125°E. Elles apparaissent localement décrochantes et à composante variable dextre ou senestre. Elles sont parfois accompagnées de filons de quartz.

Ce réseau de fractures N45°E, très développé, a également été reconnu à l'échelle régionale notamment dans la région d'Argentan (Kuntz *et al.*, 1989) où il affecte la couverture secondaire. Ce système de failles est par conséquent probablement d'âge tertiaire.

- Les **fractures N180°-190°E** sont relativement limitées mais affectent aussi bien le Briovérien que le Paléozoïque. De direction identique à celle des dykes doléritiques, elles apparaissent comme ces dernières décalées par la phase de fracturation N40°E (Tertiaire) et sont probablement liées à l'orogénèse hercynienne (Dévonien?).

Déformations hercyniennes (ou varisques)

Au niveau du Briovérien, les influences de la tectogénèse hercynienne sont inexistantes. L'orogénèse hercynienne est principalement responsable du plissement des terrains paléozoïques présents sur le territoire de la carte. Cette phase ductile aschisteuse est à l'origine de la mise en place de deux unités majeures : le synclinal de Mortain—Domfront—Bagnoles-de-l'Orne et le synclinal de La Ferrière-aux-Étangs (fig. 8).

Ces deux unités présentent respectivement un flanc sud ou sud-ouest monoclinale et un flanc nord ou nord-est tronqué, qui seront ci-après examinés tour à tour dans la perspective d'établir les conditions de raccordement entre ces deux synclinaux.

- Le **flanc sud monoclinale du synclinal de Domfront** est une portion de pli cylindrique orienté N105°E au niveau de Domfront, qui s'infléchit N115°E à l'Ouest de Bagnoles et N125°E en forêt de La Ferté-

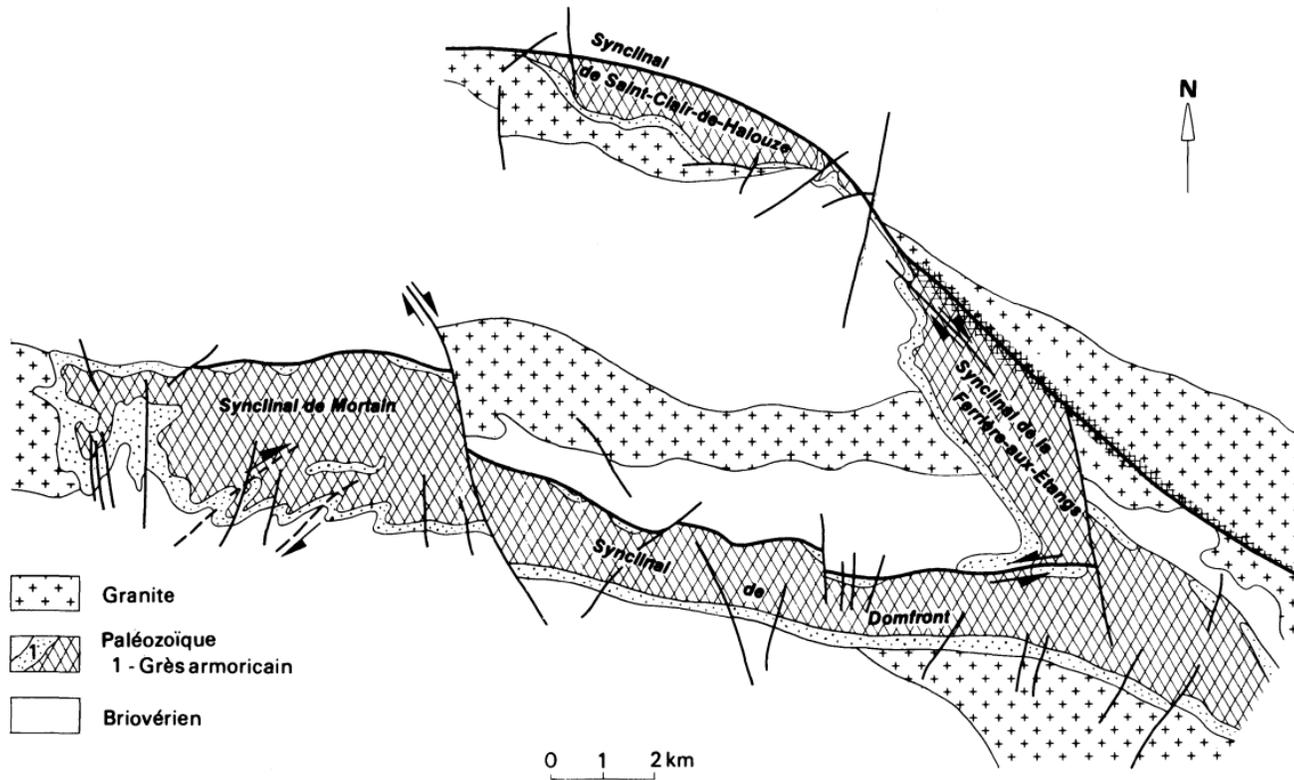


Fig. 8 - Schéma géologique des synclinaux paléozoïques
(feuilles Fiers, Mortain, Domfront)

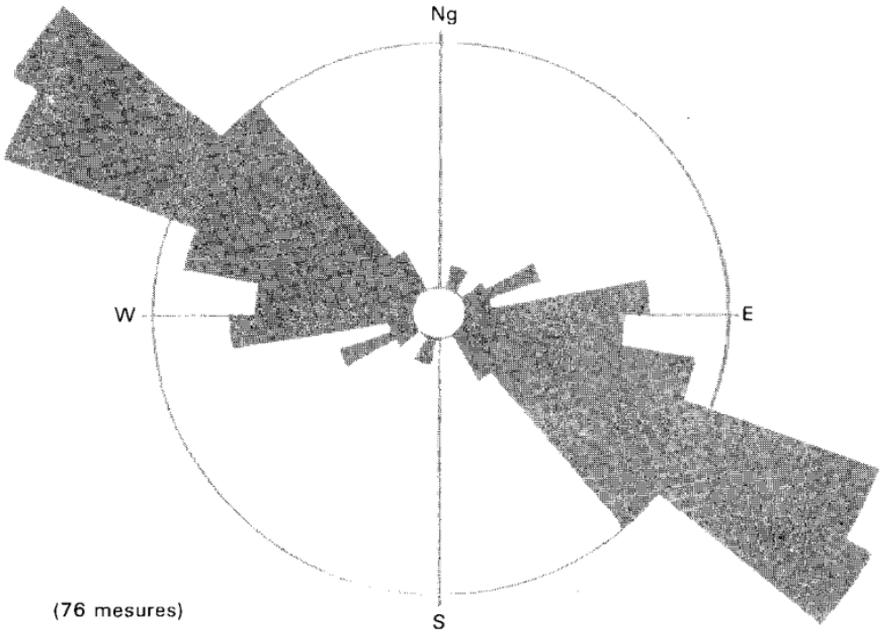
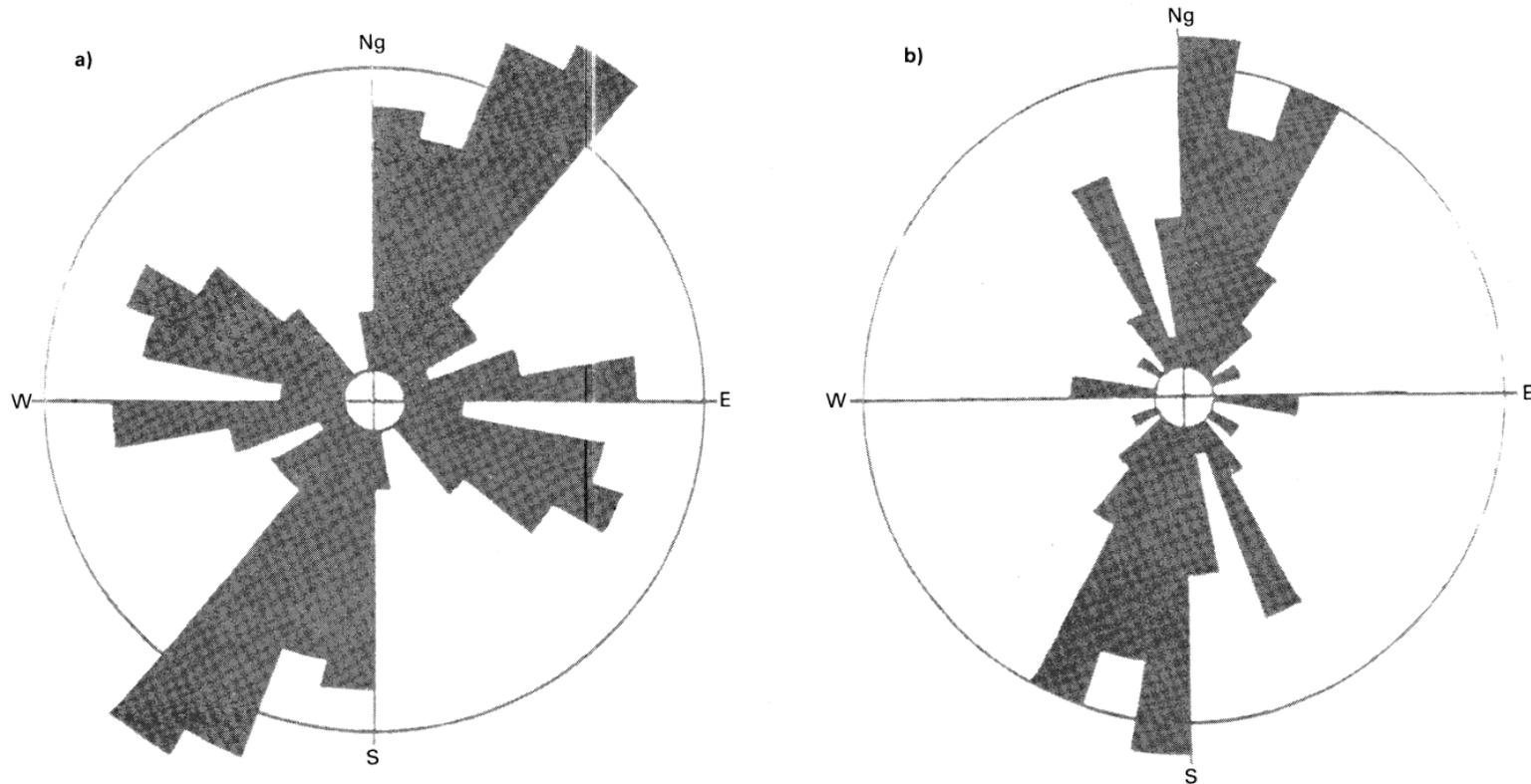


Fig. 9 - Rosace de fréquence des directions de stratification dans le flanc sud du synclinal de Domfront-Bagnoles-de-l'Orne

Macé (fig. 9). Le changement de direction s'effectue dans la zone de contact avec l'unité de La Ferrière-aux-Étangs. Dans le flanc sud, les pendages varient en moyenne de 25 à 35°; les pendages supérieurs à 45° restent exceptionnels (Grès armoricain de la Renaudière, Grès de May de Beau-Soleil). De faibles pendages s'observent dans la partie axiale du synclinal (Grès culminant du carrefour des Cerisiers), au voisinage du contact avec l'unité de La Ferrière-aux-Étangs. Ce relèvement d'axe du pli entre l'Étoile et le carrefour des Cerisiers isole les deux bassins ampélitiques des Loges à l'Ouest et de Saint-Michel-des-Andaines à l'Est.

Au niveau de ce flanc sud, la fracturation relevée *in situ* dans les grès ordoviciens présente quatre maxima (fig. 10a) : N-S, N25, N80 et N120°E. Les failles transverses s'organisent selon trois maxima (fig. 10b) : N-S, N25 et N150°E, ce dernier étant visualisé par le décrochement dextre de l'Égrenne à l'Ouest de Domfront. Quant à la fracture subméridienne de Bagnoles-de-l'Orne, elle emprunte un système de failles conjuguées que les conditions d'affleurement ne permettent pas de tracer exactement.

De Domfront au méridien d'Antoigny, et même au-delà sur le territoire de la feuille La Ferté-Macé, la continuité du flanc sud du



a) rosace de fréquence des directions de fracturation dans les grès ordoviciens et siluriens
 b) direction des failles

Fig. 10 - Flanc sud du synclinal de Domfront-Bagnoles-de-l'Orne

synclinal de Domfront est une réalité cartographique — quoique le doute en ait été émis (Graindor, 1965 ; Gresselin, 1990) — concrétisée par les barres de grès ordoviciens, et que ne met pas réellement en cause la fracturation N25-30°. À l'Est de Bagnoles-de-l'Orne, le décrochement senestre des Mille-Mottes ne se traduit que par un rejet horizontal de 500 m. Il reste qu'entre la Roche-Croquet et les Mille-Mottes, au niveau du contact Grès armoricain/socle cadomien, le flanc sud est décollé, comme le suggère la foliation observée dans la granodiorite.

• Le **flanc nord du synclinal de Domfront—Bagnoles-de-l'Orne**, pour l'essentiel, manque, soit qu'il n'ait jamais existé — voir la mise en cause de la notion même de synclinal par R. Maillot (1969) —, soit qu'une faille majeure l'ait tronqué. Celle-ci existe, matérialisée par un alignement de copeaux de Grès armoricain :

— l'accident majeur, entre la Roche aux Dames et l'Étoile, est orienté en moyenne N100°E, recoupé par des accidents transverses tronçant le Grès armoricain de la Roche aux Dames, Roche aux Loups, bornes 264 et 271. Les scolithes observés ici où là, permettent d'apprécier la direction N105 à N110°E et le pendage de 25 à 60°NNE ;

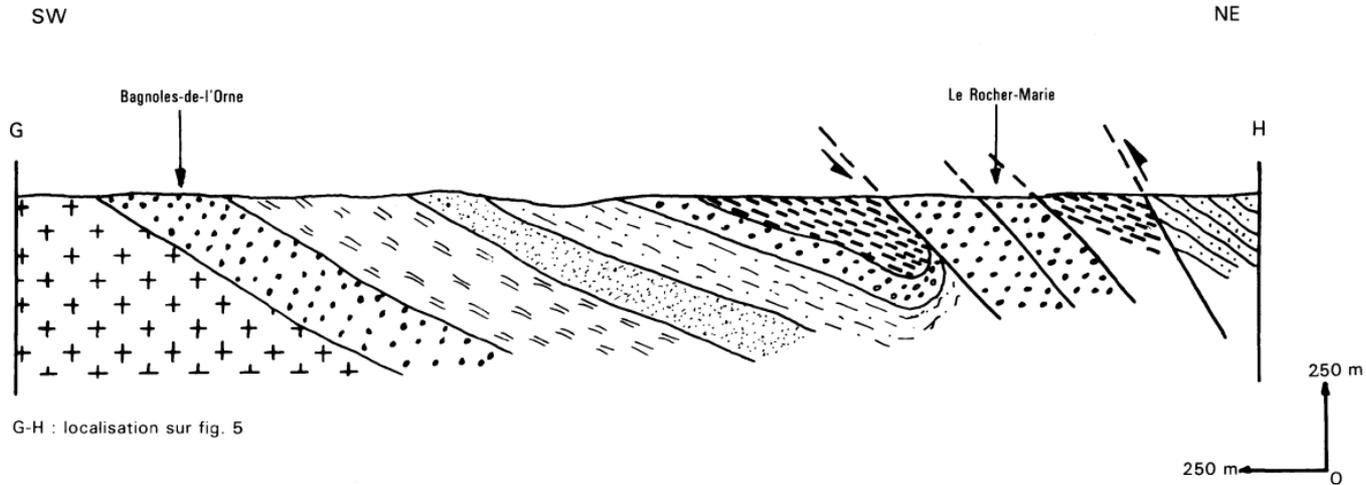
— dans la partie ouest, les recherches minières (1907) ont mis en évidence, au Sud de la Basse-Verrerie, les Schistes du Pissot et leur minerai de fer avec une orientation N145°E et un pendage *inverse* de 45°N ; les Schistes du Pissot apparaissent également au Nord du Grès armoricain de la Roche aux Dames.

Face à ces données, R. Maillot (1969) interprète la faille majeure septentrionale comme une faille normale verticale relevant le panneau de Grès armoricain. Mais l'écrasement du Grès armoricain et la géométrie du minerai suggèrent une faille inverse à pendage nord. Tout au long de l'accident N100, l'Ordovicien est limité par des accidents parallèles le mettant en contact au Nord avec les métamorphites du socle cadomien, au Sud avec les ampélites siluriennes.

• La **partie orientale du synclinal de Domfront—Bagnoles-de-l'Orne** (fig. 5 et 11) est limitée au Nord-Est par une faille majeure NW-SE jouxtant le Silurien ampélitique de l'axe du synclinal avec le Briovérien métamorphique. Tronçonné là encore par des accidents transverses, ce contact est jalonné par des écailles de grès ordoviciens et siluriens que nous examinons du Nord-Ouest au Sud-Est :

— au Nord-Ouest, le Grès armoricain de la chapelle des Prises prolonge l'écaille du Mont-Albert (feuille Flers) et peut être considéré comme appartenant au flanc oriental tronqué de l'unité de La Ferrière-aux-Étangs : quoiqu'il soit à la fois très tectonisé et altéré, il présente un pendage apparent au Nord-Est ;

— l'écaille de Grès armoricain de la Magdelinière—Rocher Broutin est pincée entre le Silurien ampélitique et les métamorphites du Briovérien atteintes dans un puits à 250 m au Sud de la Bigotière. Ce panneau de Grès armoricain est orienté N125°E, avec un pendage de 35-40°NE, probablement inverse mais non prouvé comme tel. À ce niveau, les représentations cartographiques de R. Maillot (1969) et



PALÉOZOÏQUE

-  Schistes ampélitiques siluriens
-  Grès culminant
-  Schistes du Pont-de-Caen
-  Grès de May
-  Schistes du Pissot
-  Grès armoricain

PROTÉROZOÏQUE

-  Cornéennes (Briovérien métamorphique)
-  Granodiorite de La Ferté-Macé
-  Faille

Fig. 11 - Coupe transversale dans le secteur de Bagnoles-de-l'Orne
(d'après les travaux de C. Enouf, 1981, et F. Doré, 1992)

C. Enouf (1981) rectifient les contours de la carte Alençon à 1/80 000 (Graindor et Roblot, 1963) ;

— la faille bordière, au niveau du panneau du Silurien ampélitique de la Parvallère, est repoussée au Nord-Est où elle comporte une écaille de grès interprété comme Grès culminant (les Tesnières) ;

— l'écaille elliptique de Rocher-Marie—la Moussaie est constituée de Grès armoricain orienté en moyenne N150°E (excepté dans sa partie nord-ouest), avec un pendage de 40°NE qui est inversé, compte tenu des horizons de conglomérat quartzeux (Enouf, 1981). Les levés récents montrent que ce Grès armoricain est complètement entouré d'ampélites siluriennes (voir « Description des terrains ») tant au Sud-Ouest (ancienne tuilerie du Désert), qu'au Nord-Est (la Barbère, la Horie, tuilerie Georgette). Sur cette transversale, l'accident bordier NW-SE sépare les ampélites siluriennes du Briovérien métamorphique ; son tracé semble emprunté par le ruisseau du Parc aligné NW-SE. Le relèvement du Grès armoricain par faille normale ou faille inverse contraire (Maillot, 1969 : fig. 30) apparaît peu probable. À titre d'hypothèse, car la structure des ampélites n'est pas accessible, nous considérons ce Grès armoricain comme une écaille à polarité inversée, tirant son origine du flanc nord-est du synclinal.

● **Le problème du raccord du synclinal de Domfront et de l'unité La Ferrière-aux-Étangs** a retenu l'attention des cartographes antérieurs, plus en raison de conditions d'affleurement très précaires que par réelle complexité structurale. En effet, la couverture par le massif forestier, l'extension de roches ampélitiques profondément altérées (bassin de Saint-Michel-des-Andaines), la difficulté d'identification de grès ordoviciens également altérés au niveau de la « plate-forme d'Andaine » (Klein, 1973), ne permettent pas une cartographie précise.

Selon M. Graindor (1965), l'unité de La Ferrière-aux-Étangs chevauche le synclinal de Domfront et se prolonge au Sud-Est par la plus grande partie du « synclinal de la forêt de Monaye ». Les arguments stratigraphiques et lithologiques avancés par cet auteur ont été infirmés à juste titre par R. Maillot (1969), lequel ne voit dans le raccord des deux unités qu'un *simple anticlinal*, mais structuré au cours de plusieurs phases.

Les faits suivants peuvent être dégagés :

— en forêt des Andaines, entre la Roche aux Dames et Beaulieu (Ouest de Saint-Michel-des-Andaines), le contact nord entre le synclinal de Domfront et l'aire anticlinale de l'Ermitage où réapparaît le socle cadomien est bien un contact tectonique, réalisé au moins dans sa partie ouest par une faille inverse à pendage nord ;

— l'aire anticlinale de l'Ermitage est coiffée en direction orientale par une fermeture périclinale constituée de Grès armoricain appartenant à l'unité de La Ferrière-aux-Étangs. Ce dernier, d'abord orienté NW-SE (feuille Flers et Nord de la feuille Domfront), prend la direction N65°E et un pendage de 55°SE au carrefour des Chevillards ($x = 394,20$; $y = 1102,60$), se prolonge vers l'Ouest par les faciès bréchiques de la mare aux Oies (cote = 278 m ; $x = 392,57$; $y = 1102,75$) et, au-delà, par les écailles de Roche aux Loups et de la Roche aux Dames ;

— cependant, le contact sud de l'unité de La Ferrière-aux-Étangs s'effectue par deux barres de Grès armoricain appartenant à un synclinal pincé à cœur schisteux (Schistes du Pissot ?) où coule le ruisseau de Misère. Entre le carrefour du Cerf et le ruisseau de Mousse, la barre méridionale de Grès armoricain (par exemple au point $x = 394,55$; $y = 1102,60$), structurée $N 100^{\circ}E-35^{\circ}N$, est en contact avec le Grès culminant (carrefour des Cerisiers) du synclinal de Domfront ;

— le Grès de May du flanc ouest de l'unité de La Ferrière (carrefour des Vallées-de-Misère, carrière de la Brisette) est principalement orienté $N150^{\circ}E$, mais amorce une virgation avec crochon vers l'Est contre la faille majeure du gué de Chalandray ;

— la partie axiale de l'unité de La Ferrière-aux-Étangs est occupée par des formations schisteuses (Schistes du Pont-de-Caen, ampélites) d'identification aléatoire faute d'affleurement. Le flanc oriental est supprimé et limité par l'écaille de Grès armoricain du Mont-Albert dont on a souligné la prolongation au Sud-Est par les écailles du Rocher Broutin et du Rocher-Marie.

En conclusion, à partir d'une aire anticlinale initiale reliant les synclinaux de Domfront et de La Ferrière-aux-Étangs, la zone de contact montre un écrasement du Sud de la dernière unité avec ancrage de copeaux de Grès armoricain dans la faille inverse $N100^{\circ}E$ (de la Roche aux Dames à Saint-Michel-des-Andaines). L'allochtonie de la partie méridionale, orientée NW-SE, de l'unité de La Ferrière-aux-Étangs pourrait se limiter à 3 km. Une rotation de sens horaire centrée sur un pôle situé à La Ferrière-aux-Étangs a été envisagée (Enouf, 1981) ; mais un poinçonnement sous contrainte principale dirigée $N10^{\circ}E$ aboutirait aux mêmes effets. Dans cette hypothèse, l'accident NW-SE de Mont-Albert—Rocher-Marie, commun aux deux unités (Domfront et La Ferrière-aux-Étangs), comporterait une composante en décrochement, à la manière du décrochement dextre de l'Égrenne à Domfront. Il faut cependant noter qu'au Nord-Est du territoire de la carte, l'accident de La Ferté-Macé dans la granodiorite, qui est parallèle à la faille Mont-Albert—Rocher-Marie, est une faille inverse à pendage nord-est, comme indiqué par la linéation d'étirement de la granodiorite sur les feuilles Domfront (nouvelle rocade : $x = 400,62$; $y = 1102,70$) et Flers (Enouf, 1981).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Ce chapitre repose essentiellement sur les données de la littérature citées dans la description des terrains et en références bibliographiques.

Protérozoïque terminal : bassin briovérien et orogénèse cadomienne

Les premières informations sur l'histoire géologique de la région sont fournies par les dépôts briovériens du Protérozoïque supérieur. À cette époque, l'ensemble de la région se situait dans un bassin assez profond, situé en bordure d'une masse continentale comprenant probablement les roches les plus anciennes d'Espagne et d'Armorique

méridionale, soudées ou non au vaste ensemble proto-gondwanien. Ce dernier était constitué des parties les plus anciennes de l'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Australie, de l'Antarctique et du Dekkan, en voie de regroupement (orogénèse panafricaine).

Le bassin briovérien, ou bassin mancennien, probablement marin, était limité au Nord par un arc orogénique correspondant, selon les auteurs, à la cordillère constantienne (Dissler *et al.*, 1986) ou à une cordillère reliant la région du Trégor (Côtes-d'Armor) au Nord du Cotentin (Chantraine *et al.*, 1986). Le démantèlement de cet arc orogénique fournissait des matériaux argilo-sableux, accumulés pour les plus grossiers en bordure de bassin avant d'être remobilisés (pulsions climatiques ou orogéniques) ou, pour les plus fins, directement évacués dans le bassin marin. Les variations dans le régime des apports conduisent à la mise en place de séquences très rythmées de type flyschoides (alternances silto-grauwackeuses) ou de séquences plus monotones, fines (siltites-argilites) ou grossières (grauwackes). L'apparition des conglomérats, postérieurement à la mise en place des siltites BS, témoigne d'une profonde modification du contexte géodynamique, consécutive à un réajustement du bassin probablement sous l'effet de pulsions orogéniques tardives cadomiennes. La région se situait probablement dans l'hémisphère sud, mais l'évolution climatique de cette période demeure pratiquement inconnue, la faune et la flore (organismes primitifs) n'étant guère fossilisées.

L'orogénèse cadomienne, dont les phases précoces sont à l'origine de la surrection de la (ou des) cordillère recoupant le Cotentin, serait due à une subduction du fond de l'océan Iapetus sous la microplaque pentévrienne, sous les deux cordillères, puis sous le bassin briovérien d'arrière-arc (Dissler *et al.*, 1986). Pour J. Chantraine *et al.* (1986), il s'agirait d'une collision continentale entre la microplaque et le vieux socle hispano-sud-armoricain, avec fermeture de l'océan Iapetus entre la Laurentia (Amérique du Nord—Irlande—Écosse) et la Penthièvre (région située dans les Côtes-du-Nord entre Lamballe et Guingamp, dans l'avant-pays normand).

L'orogénèse cadomienne se termine par le plissement, accompagné d'un métamorphisme régional de faible intensité affectant les sédiments du bassin briovérien, puis la montée, vers 550 Ma, des granitoïdes mancenniens engendrant un métamorphisme de contact.

Paléozoïque inférieur (Ordovicien à Dévonien)

Le cadre paléogéographique de la sédimentation au Paléozoïque inférieur peut être envisagé à deux échelles, car celles-ci s'éclairent réciproquement : l'échelle régionale, c'est-à-dire celle de la présente carte et des feuilles voisines d'une part, et l'échelle des portions de plaque situées en position nord-gondwanienne d'autre part. En effet, une argumentation basée sur la faune de cette « province méditerranéenne » (Spjeldnaes, 1961), sur un contenu sédimentaire essentiellement terrigène, et assortie plus ou moins de données paléomagnétiques,

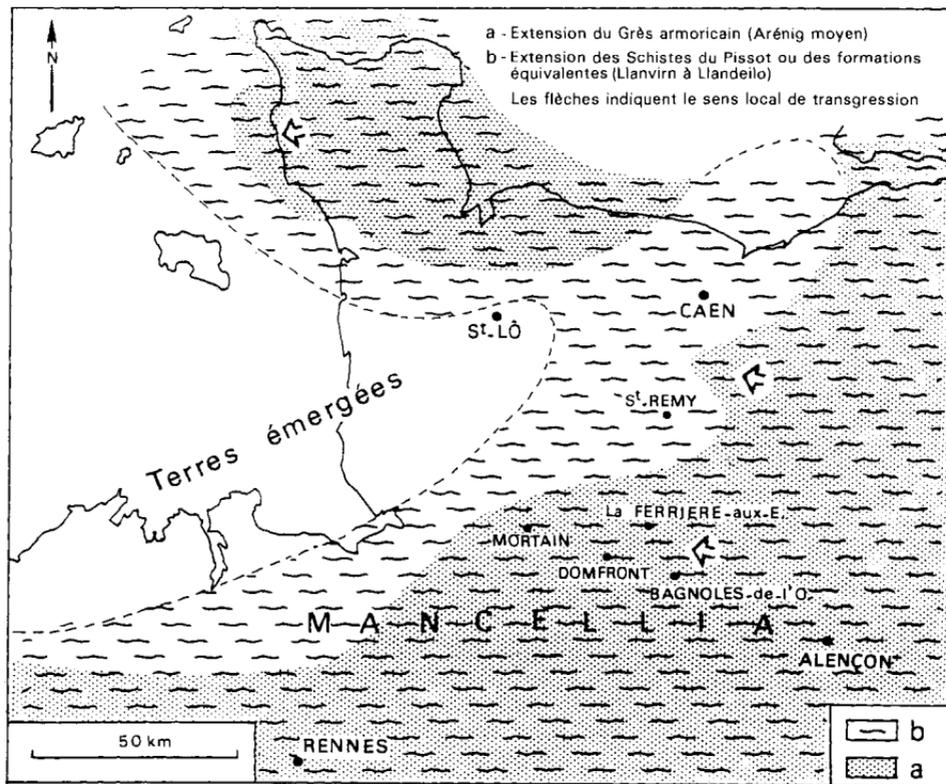


Fig. 12 - La transgression marine de l'Ordovicien inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain (Doré, 1969, 1972)

révèle des affinités étroites entre le Sud-Ouest de l'Europe et le Gondwana au cours de l'Ordovicien et du Silurien. *A contrario*, à ces mêmes époques, de profondes différences distinguent le Sud-Ouest de l'Europe et la « Baltica » (Paris *et al.*, 1986; Robardet *et al.*, 1990). Les données du Massif armoricain, en particulier du domaine médio-nord-armoricain, confirment l'existence de « l'océan médio-européen » ou « océan rhéique », séparant la Baltica de l'ensemble Sud-Ouest de l'Europe—Gondwana; par contre, ces mêmes données ne confortent pas la séparation du domaine médio-nord-armoricain du domaine centro-ibérique, séparation dont témoignerait la suture océanique sud-armoricaine.

Examiné dans le cadre de ces deux champs, l'évolution tectono-sédimentaire régionale au Paléozoïque inférieur peut être résumée de la manière suivante.

En Normandie et dans le Maine, la surface anté-Grès armoricain est héritée *pro parte* de l'architecture cadomienne, mais également du comblement des sillons de cette dernière au cours du Cambrien (Doré, 1969, 1972).

Au commencement de l'Arénig moyen, la transgression paléozoïque sur la Mancellia jusque là émergée — à l'exception des quelques mètres de sédiments cambriens près de Mortain (Enouf, 1981) — commence avec le dépôt du **Grès armoricain**. Cette vague transgressive rencontre une pénélaine post-cadomienne dénudée à laquelle elle empruntera peu. De rares galets de cornéennes, quelques faisceaux de sables feldspathiques et de graviers quartzeux; pour le reste, les vastes épandages de sables littoraux à *Skolithos* (faciès planicôtiers de J. Durand, 1985) reflètent une vitesse de sédimentation élevée (une seule biozone de chitinozoaires). La variation locale et l'évolution verticale du sens des paléocourants (carrière des Tanneries à Domfront) ne permet de conclure qu'à une influence tidale (Noblet, 1984). Le sens régional de la transgression dans cette partie de la Mancellia est orienté ESE-NNW, compte tenu des variations d'épaisseur de la formation : 400-500 m dans les Coëvrons et le massif de Perseigne, 300 m dans le synclinorium de Pail, plus de 150 m en forêt de Monaye, à Bagnoles et dans l'unité de La Ferrières-aux-Étangs, 100 m à Domfront. Au sommet du Grès armoricain, le faciès hétérolithique à tempestites, *Cruziana* et brachiopodes inarticulés, marque un approfondissement annonçant la sédimentation des Schistes du Pissot (fig. 12).

Si quelques affinités fauniques (*Ogyginus*), à cette époque, existent encore entre le Massif armoricain et le Pays de Galles, l'extension des faciès du Grès armoricain à *Skolithos* et *Cruziana* en direction nord-gondwanienne apparaît considérable : zone centro-ibérique (Buçaco), Maroc, Nord du Sahara (Legrand, 1971; Blaise et Bouyx, 1980; Robardet *et al.*, 1990). C'est seulement à cette échelle que l'origine des matériaux doit encore être recherchée (Doré, 1971; Noblet, 1984).

Avec la **Formation des Schistes du Pissot** (180 m), de l'Arénig moyen à supérieur pour les dix premiers mètres (à Domfront), puis au cours du Llanvirn et du Llandeilo inférieur, la transgression paléozoïque atteint son étale. Des vases noires, dans un environnement de plate-forme interne, se déposent pour l'essentiel à l'abri de l'influence des vagues. Le sens régional de transgression semble encore orienté ESE-WNW, comme indiqué par la puissance des « schistes du mur » du minerai : 20 à 30 m dans les synclinaux de Domfront—Bagnoles-de-l'Orne et de La Ferrière-aux-Étangs, quelques mètres dans la région de Mortain.

Prise dans son ensemble, la *minéralisation oolitique ferrifère* s'inscrit dans une séquence majeure régressive au sein des Schistes du Pissot ; le faciès oxydé, à hématite dominante, acquis au sommet de mégarides, caractérise le synclinal de Halouze ; le faciès chlorito-carbonaté, plus distal, domine dans la région de Mortain et le synclinal de La Ferrière-aux-Étangs, avec dans le Sud de cette dernière unité (feuille Domfront), ainsi qu'entre Domfront et Bagnoles, une réduction de puissance de la minéralisation (2 m).

Les faunes benthiques et pélagiques des Schistes du Pissot, riches et diversifiées, autorisent des corrélations, y compris au niveau de l'espèce, avec des sédiments similaires du domaine centro-ibérique.

Lors du Llandeilo supérieur et, peut-être, du Caradoc basal, des conditions très littorales régissent le dépôt du **Grès de May** (85 m). Avec ces sables bien classés, souvent micacés, semble être recyclé un matériau identique à celui du Grès armoricain (cortège de minéraux lourds ubiquistes). Vis-à-vis du cadre nord-gondwanien, cette sédimentation arénacée apparaît plus localisée.

Au Caradoc inférieur, la sédimentation fine, argilo-micacée des **Schistes du Pont-de-Caen** (80 m), avec de minces horizons de minerai chloriteux, traduit un approfondissement des conditions bathymétriques et une stabilité tectonique. Les limites d'extension véritable de ce dépôt en Mancellia, ou plus généralement dans le Nord du Massif armoricain, ne peuvent être perçues. La rareté relative des faunes benthiques témoigne déjà de l'instauration de conditions anoxiques. Les faunes pélagiques, notamment les chitinozoaires (biozone à *Jenkinochitina tanvillensis*), assurent des corrélations strictes avec des formations du Portugal (synclinal de Buçaco) et d'Espagne (région de Tolède).

Le sommet de ces sédiments terrigènes fins et marins est envahi, à l'Ashgill supérieur (Hirnantien), par un faciès de diamictite issu en partie de la fonte de glaces flottantes. Cette **Tillite de Feuguerolles** couvre plus particulièrement le Nord-Est du Massif armoricain. Les matériaux remaniés sont strictement d'âge paléozoïque, et principalement ordoviciens comme à Domfront. Les éléments gréseux, dont quelques-uns à stries glaciaires, attestent de l'étape morainique du transport ; les calcaires ashgilliens — connus en place dans le synclorium d'Écouves (Calcaire des Vaux) — reflètent une érosion de la

partie de plate-forme émergée lors de la régression eustatique. Une origine strictement régionale des matériaux a cependant été discutée (Robardet et Doré, 1988), en raison de l'extension considérable de dépôts glacio-marins très similaires (Thuringe, Espagne, Portugal, Maroc) sur la frange nord du Gondwana. Des données paléomagnétiques (Perroud, 1985; Perroud et Van Der Voo, 1985) confirment qu'à la fin de l'Ordovicien le Massif armoricain se trouvait sous de hautes latitudes de l'hémisphère sud, c'est-à-dire sous influence de la calotte glaciaire du Nord-Ouest de l'Afrique (Beuf *et al.*, 1971).

Les fluctuations du niveau marin liées à la glaciation fini-ordovicienne induisent les lacunes fauniques qui semblent encadrer la Tillite de Feuguerolles à l'échelle du Massif armoricain.

La transgression eustatique issue de la déglaciation commence en Mancellia par une sédimentation arénacée (**Grès culminant**), où la faune encore rare (limite Ashgill/Llandovery) n'apparaît qu'au sommet. Ces sables marins, bien classés, possèdent encore le cachet des grès ordoviciens antérieurs (même cortège de minéraux lourds). Ils sont cependant plus feldspathiques et chargés de pyrite, comme dans la partie supérieure de la formation où de fréquentes intercalations de siltites noires, comme observé sur la feuille Domfront en direction orientale, annoncent la sédimentation ampélitique.

L'étendue et la puissance du **Silurien ampélitique** de cette partie du Massif armoricain restent inconnues. Au cours d'une période s'étendant du Wenlock au Pridoli, l'approfondissement des conditions de sédimentation entraîne la raréfaction de la faune benthique et de la bioturbation. La vie planctonique cependant prolifère, induisant des dépôts anoxiques riches en matière organique et assortis d'anomalies positives en certains éléments traces : strontium, yttrium, chrome, vanadium (Paris *et al.*, 1986). La phase argileuse très fine se marque à partir du Ludlow par l'apparition de pyrophyllite et un large développement de celle-ci au Pridoli. Ceci implique, au niveau de la paragenèse primaire, un envahissement massif par la kaolinite, minéral index de la révolution climatique qui est intervenue : le climat chaud du Pridoli succède au climat périglaciaire fini-ashgillien (Le Gall, 1993). Les latitudes subtropicales de la frange nord-gondwanienne dès le Silurien moyen sont contraintes par des données paléomagnétiques (Hargrave *et al.*, 1987). Cette situation rend compte de la très large extension, sinon la continuité, du faciès ampélitique dans le Sud-Ouest de l'Europe et l'Afrique du Nord.

Revenant au domaine mancellien avec les dépôts arénacés de la **base du Dévonien** (présence, à confirmer, des Grès à *Platyorthis monnieri*, d'âge lochkovien), suivis par les calcaires praguiens (hors carte), l'histoire sédimentaire régionale du Paléozoïque semble close. Mais la période exacte de la régression méso-dévonienne ne peut être estimée, car la surface d'érosion post-varisque a tronqué, dans les synclinaux bas-normands, les sédiments qui pourraient en témoigner.

La lacune du Dévonien moyen et supérieur dans cette partie du Massif armoricain est généralement interprétée comme une période d'émersion liée aux prémices de la phase bretonne (Dissler *et al.*, 1986), réponse épirogénique aux mouvements de compression et de coulissage de la collision continentale sud-armoricaine. Ces mouvements provoqueraient en contrecoup une fragmentation du bâti mancellien (extension crustale E-W) favorisant la mise en place des dykes doléritiques.

Paléozoïque supérieur (Carbonifère) à Cénozoïque

Recouverte ou non par la mer au Dévonien supérieur—Carbonifère inférieur (?), la région subit au cours du **Carbonifère supérieur**, probablement à la limite Namurien/Westphalien, les effets des plissements hercyniens (pli synclinal cylindrique N110°E de Domfront, à grand rayon de courbure) et des grandes failles inverses régionales N110 à N130°E, probablement contemporaines de cette période.

Comme dans le reste du Massif armoricain, l'orogénèse hercynienne s'achève par une tectonique cassante avec une fracturation subméri-dienne et un rejeu, souvent en coulissage, des accidents N110° à N130°E.

Aucun dépôt n'a été préservé jusqu'à l'Éocène. Depuis son émersion au Dévonien moyen, la région est soumise aux agents de l'érosion et de l'altération, dont les effets ont varié en fonction des climats (en liaison avec la migration de l'équateur, les ouvertures de la Téthys occidentale au début du Lias et de l'Atlantique septentrional au Crétacé supérieur, et la surrection des Pyrénées et des Alpes).

Équatorial au Carbonifère, le climat était chaud au Secondaire et Tertiaire, avec des périodes sèches notamment au Permien, au Trias et à l'Éocène supérieur.

Au cours du Tertiaire (**Éocène supérieur**), le rejeu des grands accidents N160°E tardi-hercyniens, sur ce domaine continental, entraîne la formation de petits fossés tectoniques alignés sur plus de 45 km (dont celui de Céaucé), dans lesquels se mettent en place des sédiments lacustres tels les argiles et calcaires à bithynies de Céaucé, d'âge ludien supérieur.

Outre le rejeu des grands accidents N160°E, la fracturation N45°E, très développée dans ce secteur et affectant l'ensemble des terrains protérozoïques, paléozoïques et mésozoïques (feuille Argentan), est probablement contemporaine de cette période.

À partir du Pliocène s'amorce un refroidissement de plus grande ampleur aboutissant aux grandes glaciations du **Plio-Quaternaire**. L'alternance de périodes froides et de périodes interglaciaires à climat tempéré entraîne un important remodelage du paysage, l'amenant à une physionomie proche de celle que nous connaissons actuellement.

La succession des phénomènes de gel et dégel entraîne le déplacement des altérites de toute sorte et la mise en place de formations de type head et colluvion.

La baisse du niveau des mers conduit, sur le plan hydrographique, à un approfondissement des vallées et, par voie de conséquence, à l'abandon des alluvions anciennes à des cotes de plus en plus basses.

Au cours de cette période froide, les vases et sablons du plateau continental émergé (région du Mont Saint-Michel) sont transportés à l'état de poussières par des vents d'Ouest dominants, canalisés sur Domfront par les barres de cornéennes, et déposés, sous forme de lœss, dans les zones abritées, comme la zone située à l'Est sous le mont Margantin.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation et cultures

Dans cette rubrique sont évoquées les relations existant entre le substrat géologique, les sols et la végétation.

Les sols sont étroitement liés à la nature du substrat et apparaissent, pour la majorité d'entre eux, développés sur des formations d'altération plus ou moins déplacées ou sur des apports éoliens de type lœssique. Leur différenciation est également étroitement conditionnée par le relief induit par la nature des roches ou les phénomènes tectoniques. Ils sont en général plus évolués dans les zones hautes et planes, moins évolués, caillouteux, sur les versants, et hydromorphes en fond de vallons (faciès à pseudogley).

● **Sols sur granodiorites.** La texture des sols est principalement sableuse (arène granitique) avec boules de granite fréquentes, et forte charge caillouteuse sur les versants.

Dans les zones recouvertes de limons, les sols sont de type brun acide à brun lessivé, en général utilisés pour la culture du maïs.

La végétation naturelle de ces sols n'est conservée que dans les zones incultivables, riches en blocs de granite. Elle est constituée de chênaie mixte (chêne pédonculé et chêne sessile), de chênaie-hêtraie acidiphile à sous-bois riches en ronces, fougères et houx, et localement de bouleaux.

● **Sols sur formations briovériennes.** Les formations briovériennes donnent par altération des limons fins sablo-argileux, apparaissant dans les zones à placages lœssiques enrichis au niveau de la fraction silteuse.

Sur ces matériaux, les sols sont de type brun lessivé à brun acide dans les zones les plus sableuses ou les plus hautes. La couverture forestière initiale, proche de celle visible sur les granodiorites, n'ap-

paraît que très localement conservée, en particulier sur les barres de cornéennes où les sols sont souvent plus évolués et rubéfiés.

Ces sols sont, dans ce secteur d'élevage, occupés par des prairies, des champs de ray-grass, mais surtout principalement cultivés en maïs, plus accessoirement en blé et parfois en colza. Ces sols sont également fréquemment plantés en poiriers et pommiers (poiré, cidre, calvados), en particulier dans les zones à Briovérien métamorphique.

- **Sols sur schistes paléozoïques.** Les sols présents sur les schistes et ampélites paléozoïques du synclinal de Domfront, sont lessivés, hydromorphes, nettement plus argileux que ceux situés sur les siltites du Briovérien. Ils sont occupés par des prairies hygrophiles ou des marais.

- **Sols sur grès paléozoïques.** Les sols sont maigres, de type brun acide, faciles à travailler mais de qualité très médiocre. Ne convenant guère aux cultures, ils demeurent à vocation forestière avec deux espèces végétales dominantes, le chêne pédonculé et le hêtre. L'exploitation forestière cessant, la lande se développe avec des fougères-aigle, des bruyères, des ajoncs et des myrtilles.

- **Sols sur limons lœssiques.** Ces sols sont brun jaunâtre à brun, faiblement lessivés, homogènes et faciles à travailler, en majorité utilisés pour la culture des céréales (blé, maïs).

- **En domaine alluvial,** les sols sont, au niveau des alluvions anciennes, bruns, argilo-sableux, en général cultivés en maïs, très localement utilisés pour la culture des fruits rouges (Pont-de-l'Égrenne: framboisiers, groseilliers, cassissiers). La plaine alluviale de l'Égrenne, très humide voire marécageuse, est en majeure partie occupée par des herbages.

Géographie humaine

Le paysage de *bocage* tel que nous le connaissons encore actuellement dans le Domfrontais, a été entièrement façonné par l'homme et ceci aux dépens des grands massifs forestiers de la région. Ceux-ci, actuellement réduits aux bois sur les formations paléozoïques, sur les granodiorites et les cornéennes, ont notamment été exploités au siècle dernier au moment du développement de l'industrialisation.

Depuis le Moyen-Âge, l'homme a consciencieusement délimité chaque parcelle de terrain par des haies constituées de chênes pédonculés, de hêtres ou de châtaigniers.

Depuis les années 1950, ce paysage de bocage tend à se restreindre, dans le cadre des remembrements, au profit des grandes surfaces cultivables plus adaptées au matériel agricole actuel et à la culture intensive. Malheureusement, cette ouverture a pour effet de favoriser l'érosion des sols, l'appauvrissement des nappes d'eau superficielles par drainage, et de modifier le régime des vents d'Ouest.

L'habitat est dans ce secteur étroitement lié au type de formations présentes : granitique dans les massifs granodioritiques, schisto-gréseux au niveau du Briovérien, et essentiellement à base de Grès armoricain dans le Paléozoïque.

Au point de vue ressources on citera, outre l'agriculture, l'élevage des bovins (quelques ovins et chevaux) et la fabrication de cidre, poiré et calvados, quelques usines laitières (Domfront, La Chapelle-d'Andaine) et une usine de fabrication d'engrais à Couterne.

Cette région est principalement desservie par la N 807 menant au Mont-Saint-Michel. Sur le plan touristique, cette région est agrémentée par la présence de plusieurs châteaux, d'époques variées, notamment à Lassay, Sept-Forges, Mehoudin, Thubœuf, Domfront. Cette région est également réputée pour sa station thermale de Bagnoles-de-l'Orne.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Non exhaustives et non fondées sur des études spécialisées, ces notes ne doivent être utilisées qu'à titre indicatif.

Dans les **terrains briovériens**, la plupart des terrassements peu profonds peuvent être effectués avec des pelles mécaniques de puissance moyenne. Par contre, dans les bancs massifs de grauwackes, de cornéennes, voire même de siltites ardoisières, l'usage d'engins de déroçage et même d'explosifs peut s'avérer nécessaire.

Dans les **massifs granitiques**, le granite non altéré nécessite généralement l'emploi d'explosifs. Concernant les arènes, les terrassements peuvent être effectués avec des pelles mécaniques sous réserve que ces arènes soient suffisamment développées et pauvres en boules de granite (atteignant plusieurs mètres cubes). Avant d'asseoir une construction, il est par conséquent recommandé de sonder l'arène pour s'assurer de son homogénéité et éviter les risques de tassements différentiels.

Les **schistes paléozoïques** donnent des produits très argileux, hydromorphes en situation subhorizontale, susceptibles de favoriser les risques de glissement si la pente est forte. Sur les **grès paléozoïques**, des masses rocheuses apparaissent fréquemment à faible profondeur sous les maigres sols, mais également sur le versant des crêtes gréseuses.

Les **limons** sont de faible résistance, faciles à décaper mais sujet à des tassements importants et sans aucune tenue à l'état hydromorphe.

Les **alluvions anciennes** sont aisées à décaper mais présentent de par leur nature très hétérogène, argilo-sableuse à galets, de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue.

RISQUES NATURELS

Aucun épïcentre de tremblement de terre notable n'a été découvert sur le territoire couvert par la feuille Domfront (Vogt et Weber, 1980). Parmi les séismes de régions voisines ayant secoué la région, citons celui du 6 octobre 1711, d'intensité MSK V à VI à Alençon, celui du 2 janvier 1827 (intensité MSK VI à Alençon), celui du 14 septembre 1866 (épïcentre à Brenne, intensité MSK V à Alençon) et celui du 19 novembre 1927 (épïcentre à 7 km environ au Sud-Est de Flers avec une intensité MSK de VI).

RESSOURCES EN EAU

À l'exception de quelques témoins d'âge tertiaire, le sous-sol du domaine couvert par la feuille Domfront est constitué de roches anciennes dures, massives (granites, grès, schistes,...), très peu perméables en elles-mêmes. Cependant, au cours de leur longue histoire, les mouvements tectoniques et les contraintes de décompression ont produit un grand nombre de failles, accompagnées d'une multitude de cassures, fractures et fissures, où l'eau a pu s'infiltrer et, au cours des temps, par dissolution et altération de certains constituants de la roche, améliorer les capacités de stockage et les possibilités de circulations souterraines.

Cette perméabilité acquise a comme caractéristique d'être répartie de façon très hétérogène et non entièrement prévisible; l'utilisation des techniques modernes d'implantation et de foration permet cependant de réaliser dans ces formations des forages aux performances intéressantes.

Il y a très peu de forages connus dans le secteur de cette carte, pouvant servir de références. Par analogie avec ce qui est connu plus à l'Ouest, dans le Nord de l'Ille-et-Vilaine dont le sous-sol est en continuité avec celui de cette coupure, on peut penser que les granites, dans les zones affectées par des fractures et, tout particulièrement, leurs auréoles métamorphisées (cornéennes, schistes tachetés, grauwackes cornéifiées) constituent probablement des aquifères non négligeables, où les forages d'une centaine de mètres de profondeur, convenablement implantés, doivent pouvoir fournir quelques centaines de mètres cube par jour d'eau de bonne qualité. Le Grès armoricain et le Grès de May mériteraient également une attention particulière.

Le captage de la « Fontaine Rouillée » au Sud de la feuille (Niort-la-Fontaine) et la source thermique de Bagnoles-de-l'Orne, au Nord-Ouest témoignent de ce que peuvent être les qualités aquifères du sous-sol.

Dans les granites cadomiens, la « Fontaine Rouillée » est située sur une faille orientée SW-NE; elle a été doublée en 1976 par un ouvrage de 15 m de profondeur puis, en 1991, par un forage de 40 m. Lors de

sa réalisation, le forage a fourni un débit instantané de l'ordre de 200 m³/heure, il est équipé d'une pompe de 80 m³/heure et satisfait aux besoins du syndicat intercommunal d'alimentation en eau potable de Lassay-les-Châteaux, soit 1 000 à 1 200 m³/jour. L'eau, légèrement acide (pH = 6,6) est d'excellente qualité microbiologique et physico-chimique, avec toutefois des teneurs en fer et manganèse nécessitant un traitement spécifique :

Cations		mg/l	me/l	Anions		mg/l	me/l
Calcium	Ca ²⁺	22.0	1.10	Carbonate CO ₃ ⁻⁻		0.0	0.00
Magnésium	Mg ²⁺	10.0	0.83	Hydrogénocarbonate		53.7	0.88
Ammonium	NH ₄ ⁺	0.03	0.00	Chlorure Cl ⁻		22.0	0.62
Sodium	Na ⁺	20.4	0.89	Sulfate SO ₄ ⁻⁻		65.0	1.35
Potassium	K ⁺	2.6	0.07	Nitrite NO ₂ ⁻		< 0.01	0.00
Fer	Fe ²⁺	4.80	0.17	Nitrate NO ₃ ⁻		< 0.5	0.00
Manganèse	Mn ²⁺	0.13	0.00	Phosphate PO ₄ ⁻⁻		< 0.11	0.00

analyses sur prélèvement effectué le 2/12/1992; doc. DDASS Mayenne

L'absence de nitrate est vraisemblablement imputable à l'existence dans ce secteur de phénomènes de dénitrification naturelle dus à la présence de pyrite en profondeur : c'est ce qu'indiquent l'excès de fer et la concentration en sulfate.

Il faut noter qu'un forage privé réalisé à 2,7 km au Nord-Est, au Grand-Guéné (Niort-la-Fontaine) n'a obtenu dans les mêmes granites cadomiens, que 3 m³/h à 47 m de profondeur, ce qui montre bien l'importance du choix des emplacements dans ces milieux fissurés discontinus; son eau est également naturellement dénitrifiée (2 mg/l de nitrate, 4,9 mg/l de fer).

La source thermale de Bagnoles-de-l'Orne (Grande Source) sort du Grès armoricain à la faveur d'une faille verticale ou d'un jeu de failles se recoupant. Le débit naturel de l'émergence était de 24 m³/heure. La réalisation d'un puits de 12 m de profondeur permet d'en obtenir une cinquantaine de mètres cubes par heure. L'eau est très faiblement minéralisée : 50 à 60 mg/l de résidu sec; elle est acide (pH : 4,3), ses pôles de minéralisation sont des chlorures, sulfates et le sodium. La source émerge à une température de 24°C, ce qui témoigne de circulations profondes. La zone d'alimentation de Grande Source n'est pas connue, la très faible minéralisation pourrait indiquer que le gisement est situé principalement ou en totalité dans les quartzites.

L'alimentation en eau potable des collectivités est assurée surtout par les eaux de surface; cependant, outre le forage de la « Fontaine Rouillée » déjà cité, quelques captages traditionnels sont exploités, constitués en général de puits sommaires, profonds de quelques mètres seulement, coiffant des émergences naturelles. Les aquifères ainsi captés sont très vulnérables aux pollutions. Dans le département de l'Orne, La Ferté-Macé est alimentée, à hauteur d'environ 2 000 m³/jour, par un ensemble de sept captages, tous situés dans le granite (un seul sur le territoire de la feuille Domfront).

À La Chapelle-d'Andaine, le captage du Pissot, à proximité du contact granite/grès fournit 300 à 400 m³/jour au syndicat d'Andaine. L'alimentation en eau potable de Bagnoles-de-l'Orne est également assurée par de l'eau souterraine (source de Saint-Ursin située hors carte).

En Mayenne, hors carte, mais à seulement 300 m de sa limite sud, le captage de l'Anglaine est constitué par un puits de 3,4 m de profondeur, dans les granites, produisant 300 m³/jour. À 1,5 km au Sud de la « Fontaine Rouillée », le captage du Bas-Rocher en Chantrigné est un puits de 3 m de profondeur exploité à 100 m³/jour; il est implanté dans un petit bassin sableux d'âge tertiaire dont l'épaisseur pourrait, au moins localement, atteindre une vingtaine de mètres.

À l'exception du Pissot qui se trouve en situation naturellement protégée, ces différents captages sont affectés par les pollutions azotées (58 mg/l NO₃ à l'Anglaine en octobre 1991, 60 mg/l au Bas-Rocher en janvier 1992), ce qui rend d'autant plus intéressantes les perspectives offertes par les eaux souterraines « profondes » illustrées par le forage de la « Fontaine Rouillée ».

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Plusieurs exploitations importantes, actuellement fermées, ont été recensées, notamment :

- dans le Grès armoricain (au Nord-Est de Perrou et à l'Est de Domfront), le Grès de May (au Nord-Ouest de Saint-Michel-des-Andaines) pour la construction rurale et l'empierrement des routes;
- dans les siltites ardoisières de Thubœuf (le Bourgeray) pour la construction rurale (mur et toiture);
- dans les granodiorites (Saint-Fraimbault-sur-Pisse) pour l'habitat;
- dans les sables tertiaires (au Nord de Chantrigné);
- dans les argiles lacustres du Plio-Quaternaire de Domfront (la Goulande) pour la fabrication des poteries de Gers (industrie ayant fonctionné de la guerre de Cent Ans à 1929).

Les exploitations artisanales relevées au niveau des siltites ardoisières, des cornéennes et des filons de quartz (Sept-Forges) étaient essentiellement destinées à l'empierrement des chemins et cours de ferme. Les anciennes « marnières » ouvertes dans les siltites et grau-wackes, au contact des dolérites, étaient destinées à l'amendement des terres.

GÎTES MINÉRAUX

Minéralisation ferrifère des Schistes du Pissot

Le nom du département et des principales rivières mémorise les plus anciennes préoccupations d'exploitation du fer. La Varenne et l'Orne tirent leur origine des mêmes racines: « iarn » en celto-

breton, « haiarn » en irlandais, « iron » en anglais. Le nom de Vée évoque le frère d'Odin de la mythologie nordique.

Il ressort du dépouillement des archives minières (cf. également Maillot, 1969; Enouf, 1981) que dans le segment du synclinal de Domfront—Bagnoles, la concentration ferrifère reste faible par rapport à celle des synclinaux de Halouze et de La Ferrière-aux-Étangs (fig. 13).

Dans le Sud de cette dernière unité, la **concession de Mont-en-Gérôme**, instituée en 1903 au profit des Mines et Forges de Normandie, est jalonnée par la Coulonche, la Sauvagère, la Forge (de Champsecret) et Saint-Michel-des-Andaines; elle déborde donc au Sud sur le territoire de la feuille Domfront. Un puits et travers-banc de la vallée de Misère y a atteint une couche de minerai de 1,20 m plongeant de 30° au Nord-Est; celle-ci, fortement altérée et hématisée, contient des noyaux de carbonate. Sa teneur en fer sur minerai grillé atteint 33,3 %, la perte au feu 19 %. Signalons que la position de ce gisement sur la carte n'est qu'approximative. La concession de Mont-en-Gérôme n'aura pas d'avenir; rachetée en 1932 par la Société Denain-Anzin, elle sera rattachée par décret d'amodiation en 1947 à celle de La Ferrière-aux-Étangs.

Des recherches furent effectuées en 1907-1908, sur des initiatives privées, dans le flanc sud du synclinal de Domfront—Bagnoles, ainsi que dans le flanc nord (fig. 14):

— **puits n° 1 dit des Princetières**. Situé à l'Ouest de Domfront, rive droite de la Varenne, au lieu-dit les Galisières ($x = 319,07$; $y = 1103,17$), cette recherche par puits, descenderie et travers-banc avait atteint, à 30 m au-dessus du toit du Grès armoricain, une couche de minerai de 1,15 m plongeant au Nord de 30° et composée de cinq bancs. L'analyse moyenne de quatre bancs supérieurs, sur minerai cru, a fourni 37,33 % de fer et 20,39 % de SiO_2 ;

— **emplacement n° 4 dit de Roche-Cropet**. Celui-ci se situe également dans le flanc sud du synclinal à 2,5 km à l'Est de Perrou. Une série de sondages matérialise la trace d'une couche minéralisée à 42 m au Nord du Grès armoricain avec un pendage de 32°N. L'altitude stratigraphique par rapport au Grès armoricain est de 22 m. Sous une épaisseur de 2,50 m, le minerai cru ne titre que 10 à 20 % de fer;

— **puits n° 3 dit de la Roche aux Dames**. Situé dans la partie ouest des écaillés de Grès armoricain du flanc nord ($x = 388,25$; $y = 1103,47$), une couche de 1,10 m y est orientée N140°E et plonge en *position renversée* de 45°NE. 31 à 38,5 % de fer sont obtenus à partir du minerai cru.

Toutes ces données concernent la couche de minerai essentiellement chloriteuse et carbonatée située vers la base des Schistes du Pissot (dite couche I des mineurs) à une altitude de 20-30 m au-dessus du Grès armoricain. C'est cette même couche, mais plus épaisse (5 à 7 m) et avec développement du faciès hématite, qui donnait lieu aux

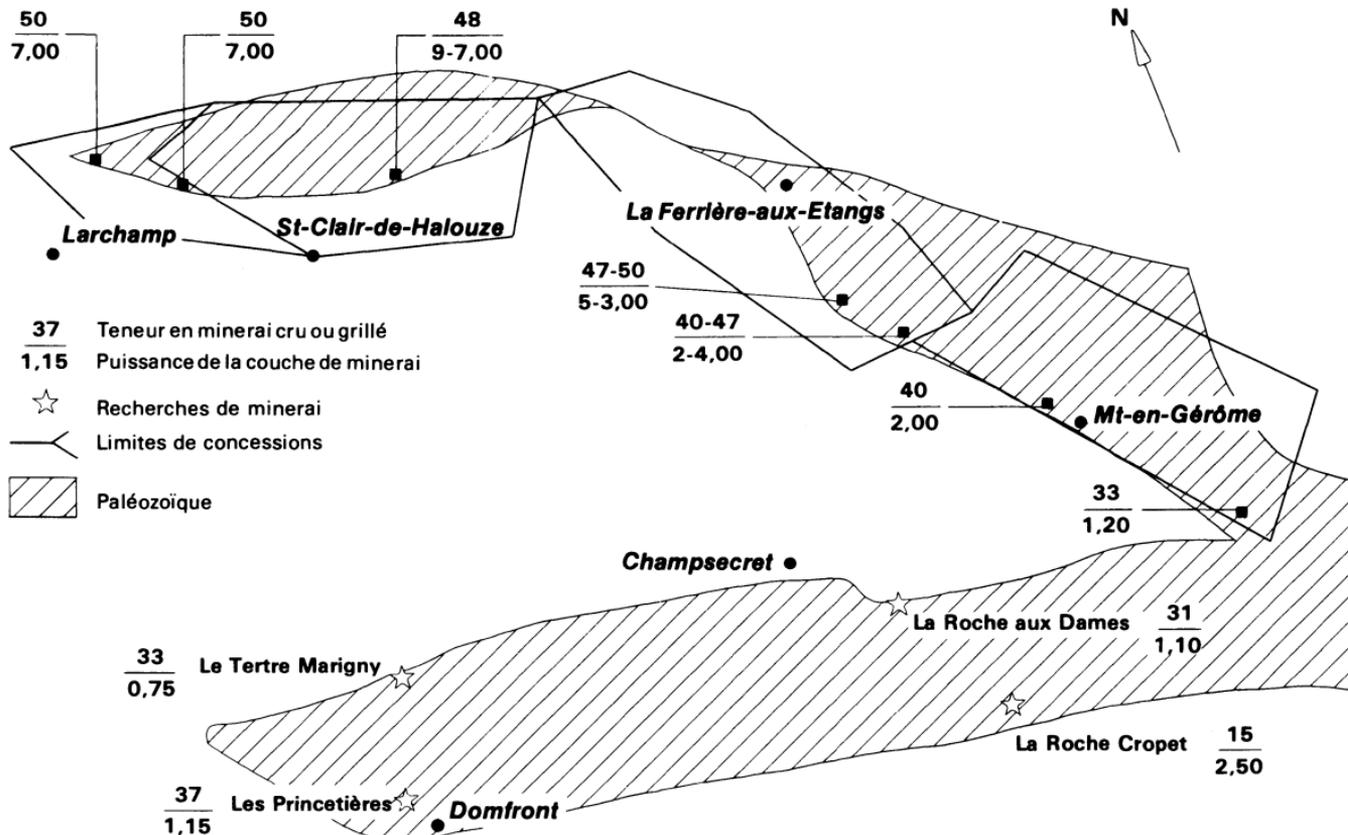


Fig. 13 - Variation de la puissance et de la teneur du minerai de fer dans les synclinaux de la forêt de Halouze, de La Ferrière-aux-Étangs, de Domfront (Extrait de Enouf, 1981)

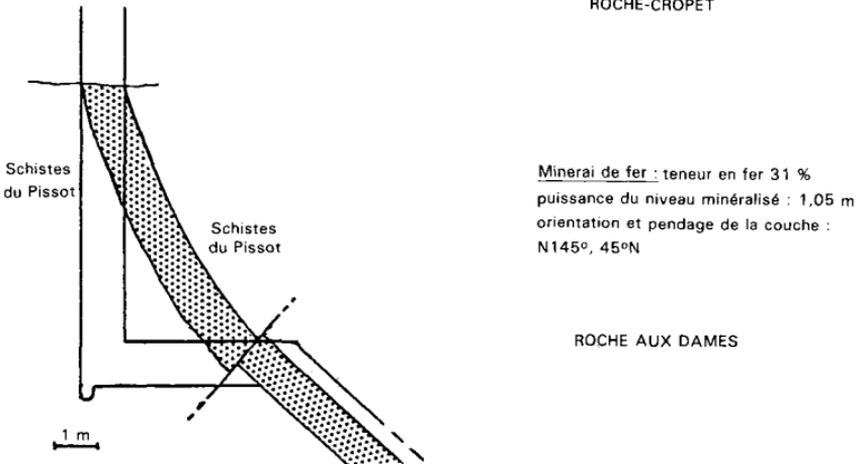
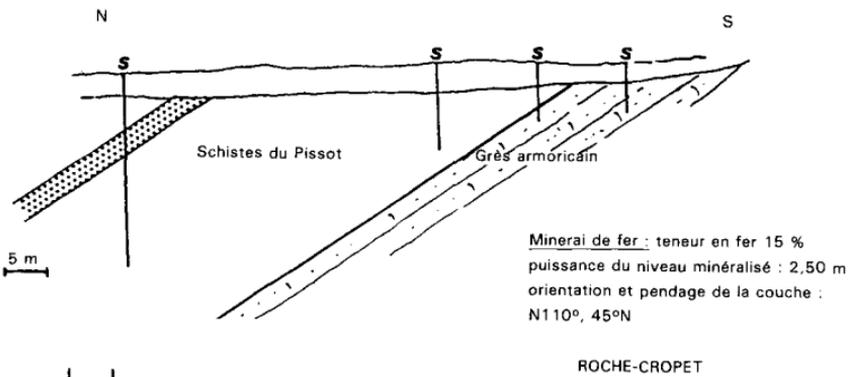
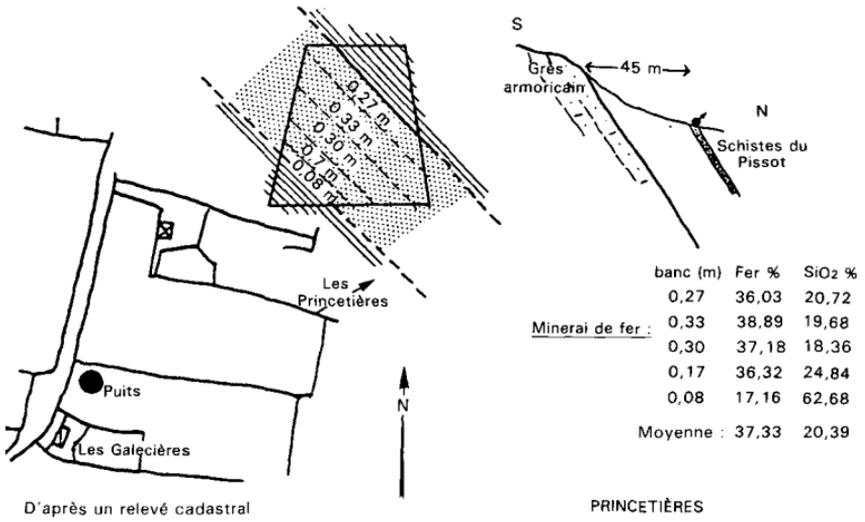


Fig. 14 - Recherches de minéralisation en fer effectuées sur la feuille Domfront au niveau des sites de la Roche-Cropet, la Roche aux Dames et les Princetières (in Enouf, 1981)

exploitations maintenant abandonnées de Halouze et de La Ferrière-aux-Étangs. Au plan de la concentration, le segment de synclinal Domfront—Bagnoles se trouve hors des « chenaux ferrifères » de R. Maillot (1969).

D'autres horizons ferrifères existent probablement dans les parties plus élevées des Schistes du Pissot. À preuve, les grès à ciment chloriteux rencontrés naguère dans un puits de la Basse-Maphardière, à 1 km au Nord-Est de Domfront (Skrodzki, 1887).

Or

Signalons également, au niveau des alluvions, la présence, comme dans tout le Massif armoricain, d'or en traces dans le Briovérien, mais également ici dans la granodiorite de Passais—Le Horps.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Le territoire couvert par la carte Domfront a fait l'objet de prospections archéologiques peu intensives. Le nombre des sites enregistrés demeure donc encore faible (Coutil, 1895) alors que l'occupation humaine est attestée au moins depuis le Paléolithique moyen (Céaucé, le Grand-Auvernay; Verron, 1977), se renforce avec le Néolithique (mégalithes funéraires de Niort-la-Fontaine, en Mayenne et de Juvignysous-Andaine dans l'Orne; menhirs divers; stations de surface), se poursuit à l'âge du bronze (dépôt de haches à talon de Perrou dans l'Orne, au musée de Flers; Hubert, 1966), pour se densifier considérablement à l'époque gallo-romaine (voies antiques, sites divers, trouvailles monétaires, etc.) et au Moyen-Âge (château de Domfront, Orne, et de Lassay-les-Châteaux, Mayenne; mottes castrales de Céaucé, Lucé, Saint-Fraimbault, Saint-Mars-d'Égrenne, Sept-Forges, Torchamp, etc.).

La micro-toponymie apporte des données fondamentales pour l'étude de ces occupations successives, à partir du lointain Néolithique (menhir de la Grande-Pierre à Céaucé dans l'Orne; Hubert *et al.*, 1933; Verron, 1977), jusqu'à l'époque actuelle, en passant par la période gallo-romaine (multiples noms de lieux terminés en «é» ou en «y», résultant de la transformation de vocables gallo-romains ou francs à terminaison en «iacus»). Elle traduit également certains points forts des activités anciennes de la région, telle la fabrication de récipients en céramique à partir de l'argile blanche exploitée à Saint-Gilles-des-Marais et à La Haute-Chapelle dans l'Orne (lieux-dits la Poterie; Bucur *et al.*, 1989), ou la production de fer à partir des minerais ferrugineux de surface (Belhoste *et al.*, 1991; lieux-dits la Forge ou les Forges, voire Sept-Forges, commune où l'on rencontre en bordure de la Mayenne des alios ferrugineux).

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Normandie—Maine** par F. Doré et coll. (2^e éd., 1987), Paris : Masson édit. ; *itinéraire 7* : de Saint-Lô à Fresnay-sur-Sarthe.

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME (1991) — Bagnoles-de-l'Orne, station thermale et touristique. Éd. syndicat d'initiative de Bagnoles-de-l'Orne.
- BAMBIER A., BEURRIER M., DORÉ F., ENOUF C., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P., RIOULT M., VERRON G., VILLEY M. (1983) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Flers-de-l'Orne (211). Orléans : BRGM, 44 p. Carte géologique par M. Beurrier *et al.* (1983).
- BARROIS C. (1899) — Sketch of the geology of Central Brittany. *Proceed. Geol. Assoc.*, 16, p. 101-132.
- BELHOSTE J.F., LE CHERBONNIER Y., ARNOUX M. *et al.* (1991) — La métallurgie normande du XII^e au XVII^e siècle. La révolution du haut fourneau. Caen : Association histoire et patrimoine industriels de Basse-Normandie (coll. «Les Cahiers de l'Inventaire», n^o 14, 320 p.).
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. (de), ROGNON P., GARIEL P., BENNACEF A. (1971) — Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Évolution structurale d'un craton. *Publ. Inst. fr. pétrole*, 18, 464 p.
- BEURRIER M., VILLEY M., ENOUF C., DORÉ F., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P. (1983) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Flers-de-l'Orne (211). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Bambier *et al.* (1983), 44 p.
- BIGOT A. (1891) — Esquisse géologique de la Basse-Normandie. *Bull. lab. géol. fac. sci. Caen*, 1^{re} année, p. 103-105.
- BIGOT A. (1892) — Communication, sur la « Plage silurienne de Bagnoles ». *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4, VI, p. 81-82.
- BIGOT A. (1897-1898) — Comptes rendus des Collaborateurs (feuille de Mayenne; campagne de 1896). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n^o 59, IX, p. 45-47.
- BIGOT A. (1910-1911) — Géologie de la région de Bagnoles. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 6, IV, p. LX-LX1.
- BIGOT A. (1915) — Géologie de l'arrondissement de Domfront. *Ann. Assoc. normande*, 82^e année, p. 116-131.
- BIGOT A. (1934) — Notes géologiques sur la région de Bagnoles-de-l'Orne. *Ann. Assoc. normande*, 102^e année, p. 99-110.
- BIGOT A., MATTE H. (1924) — Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Alençon (62), 2^e édition. Paris : Service Carte géol. France.

- BLAISE J., BOUYX E. (1980) — Les séries cambro-ordoviciennes à *Cruziana* et le problème de l'extension septentrionale des plates-formes « périgondwaniennes » durant le Paléozoïque inférieur. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 291, p. 793-796.
- BLAVIER E. (1843) — Études géologiques sur le département de l'Orne. *Ann. départ. Orne (Alençon)*, 94 p.
- BOEGNER P. (1963) — Étude de quelques anomalies magnétiques dans le Maine. Thèse 3^e cycle, Paris, 95 p.
- BUCUR I., DUFOURNIER D., FAJAL B. *et al.* (1989) — Un four de potier médiéval à Saint-Georges-de-Rouelley (Manche). Les premiers grès bas-normands. *Archéologie médiévale*, t. XIX, p. 215-241.
- CALLIER L., HUSSON Y., LEDUC C. (1992) — Synthèse du domaine mancennien en Basse-Normandie. *Rapp. BRGM 35284 DL/N DMM92*
- CAUMONT A. (de) (1838) — Sur la distribution des roches et une carte géologique du département de l'Orne. *Mém. Soc. linn. Normandie*, t 6, p. 5 et 9.
- CAUMONT A. (de) (1869) — Note sur la distribution de roches dans l'arrondissement de Domfront, extraite des études géologiques sur le département de l'Orne par M. Blavier. *Ann. Assoc. normande*, 36, p. 342-351.
- CENSIER (1920) — Observations relatives à la radioactivité des eaux de Bagnoles-de-l'Orne. *Soc. sci. méd. Ouest*, 29, p. 43-45.
- CHANTRAINE J. (1989). — Commentaire sur la carte de synthèse du Massif armoricain. Document interne BRGM, non publié.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1986) — Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. *In*: « Géodynamique du Massif armoricain », réunion R.C.P. 705 (Paris, 13 oct. 1986), 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988) — Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 4, n° 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) — Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du bocage normand. *Géologie de la France*, I, n° 2-3, p. 3-17, 6 pl. h.t.
- CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M.J., LAPPARENT A. (de) (1956) — Les principaux batholites granitiques du bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 243, p. 77-79.
- CHAUVEY J.F., LUCAS G. (1990) — Commune de La Ferté-Macé, recherches de ressources en eau souterraine, rapport de synthèse. Géoarmor (rapport interne).
- CHEVALLIER A. (1897) — Recherches et observations sur la flore de l'arrondissement de Domfront (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (5), 1. p. 3-78.

- COGNÉ J. (1972) — Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Coll. intern. CNRS, n° 192 (Agadir, Rabat, 3-23 mai 1970). Notes et mémoires du Service géologique du Maroc, n° 236, p. 193-218.
- COUTIL L. (1895) — Inventaire des découvertes d'archéologie préhistoriques de Normandie. Département de l'Orne. *Bull. Soc. normande ét. préhist.*, t. III, p. 37-99.
- DADET P., ESTÉOULE-CHOUX J., PARIS F., GUIGUES J., BEURRIER M. (1981) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Fougères (283). Orléans : BRGM, 38 p. Carte géologique par P. Dadet *et al.* (1981).
- DADET P., LAUTRIDOU J.P., BEURRIER M., LE MÉTOUR J. (1983). Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Dadet, M. Beurrier, J.P. Lautridou (1984), 26 p.
- DANGEARD M. DORÉ F. (1971) — Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. Mém. BRGM, 73, p. 119-128.
- DANGEARD L., LETULLIER A. (1952) — Sur l'âge des « Calcaires des Vaux » (Orne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 235, p. 481-482.
- DASSIBAT C., DORÉ F., KUNTZ G., LE GALL J., RIOULT M., VERRON G., BAMBIER A., VÉRAGUE J. (1982) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Alençon (251). Orléans : BRGM, 70 p. Carte géologique par F. Doré *et al.* (1981).
- DAVIDSON T. (1881) — Note sur les Brachiopodes trouvés par M. Morière dans le Grès armoricain de Bagnoles (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3, V, p. 89.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) — Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. Réunion R.C.P. 706 (Paris, 13 oct. 1986), 1 p.
- DORÉ F. (1969) — Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, 790 p. (CNRS AO 2837).
- DORÉ F. (1971) — À propos du détritisme ordovicien en Normandie : réflexions basées sur la composition du cortège des minéraux lourds. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 102, p. 42-50.
- DORÉ F. (1972) — La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le NE du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIV, p. 79-93.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J. (1985) — Tillites et tilloïdes du Massif armoricain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, t. 51, p. 85-86.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., CHALOT-PRAT F. (1977a) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Ferté-Macé (250). Orléans : BRGM, 31 p. Carte géologique par F. Doré *et al.* (1977).

- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., LEBERT A., LUTZLER J.M. (1987) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Villaine-la-Juhel (286). Orléans : BRGM, 54 p. Carte géologique par F. Doré *et al.* (1986).
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., RIOULT M. (1993) — Inventaire géologique du parc naturel régional Normandie-Maine. Maison du Parc, Carrouges, Orne (à paraître).
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) — Guide géologique régional « Normandie-Maine ». Paris : Masson édit., 207 p.
- DORÉ F., LE GALL J. (1972) — Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), XIV, p. 199-211.
- DORÉ F., LE GALL J. (1973) — Présence et position stratigraphique de la tillite ordovicienne dans le Maine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, p. 32-33.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., CHALOT-PRAT F. (1977b) — Carte géol. France (1/50 000), feuille La Ferté-Macé (250). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Doré *et al.* (1977), 31 p.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., GIORDANO R., LEBERT A. (1986) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Villaines-la-Juhel (286). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Doré *et al.* (1987), 54 p.
- DORÉ F., LE GALL J., KUNTZ G., RIOULT M., VÉRAGUE J. (1981) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Alençon (251). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Dassibat *et al.* (1982), 70 p.
- DORÉ F., LE GALL J., PAREYN C., (1977c) — Présence d'ignimbrites cambriennes dans le flanc nord du synclinal de Sées (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 105, p. 19-21.
- DUPRET L. (1983) — Le Protérozoïque du NE du Massif armoricain. In V. Zoubeck (ed.): « Precambrian in younger fold belts ».
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) — Intensité et superposition des schistogènes cadomiennes et varisques dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e réun. ann. sci. Terre, Bordeaux, p. 200.
- DURAND J. (1985) — Le Grès armoricain, sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. et doc. du C.A.E.S.S. (Rennes), 3, 119 p.
- ENOUF C. (1981) — Analyse stratigraphique et structurale de la couverture paléozoïque de la Mancellia : cartographie des feuilles de Flers et Domfront (Orne) à 1/50 000. Thèse 3^e cycle, Caen, 134 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.F. (1986) — Excursions en Bretagne. In : « Colloque tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain » (Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986), fasc. 2, p. 33-50.
- EUDES DESLONGCHAMPS J.A. (1868) — Lettre sur les empreintes siluriennes de Bagnoles (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 2, 1, p. 89-91.

- FAUVEL A. (1867) — Compte rendu de l'excursion linnéenne à Bagnoles-de-l'Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie* (2), II, p. 531-534.
- FOLK R., WARD W. (1957) — Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, 27, 1, p. 3-26.
- FOUILLAC A.M., COCHERIE A., ROSSI P., CALVEZ J.Y., AUTRAN A. (1986) — Étude géochimique du batholite mancellien. Rapp. BRGM 86 DT037 MGA.
- GARLAN T. (1985) — Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Caen, 166 p.
- GRAINDOR M.J. (1953) — Sur l'âge du granite d'Athis (Orne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 236, p. 504.
- GRAINDOR M.J. (1957) — Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. Mém. Serv. Carte géol. France, 211 p., 45 fig., 26 pl. h.t.
- GRAINDOR M.J. (1965) — Géologie de l'extrémité orientale du Massif armoricain (Feuille d'Alençon au 80 000^e). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 274, LX, 130 p.
- GRAINDOR M.J., avec la collaboration de ROBLLOT M.M. (1963) — Carte géol. France à 1/80 000, feuille Alençon (62), 3^e édition. Paris : Service Carte géol. France.
- GRESSELIN F. (1990) — Évolution varisque du Massif armoricain oriental : insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse doct. univ. Caen, 335 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.P., DUPRET L. (1989). Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, sér. II, p. 89-92.
- HANTZSCHEL W. (1975) — Trace fossils and problematica. In : «Treatise on Invertebrate Paleontology», Part W, suppl. I. Teichert édit., 269 p.
- HARGRAVES R., DAWSON E., VAN HOUTEN F. (1987) — Paleomagnetism and age of mid-Paleozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications. *Roy. Astr. Geophys. J.*, 90, p. 705-729.
- HARLAND W, HEROD K., KRINSLEY D. (1966) — The définition and identification of tills and tillites. *Earth Sci. Rev.*, 2, p. 225-256.
- HARMS J., SOUTHARD J., SPEARING D. (1975) — Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. S.E.P.M. short course 2, Dallas, 161 p.
- HENRY J.L. (1980) — Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 22, 250 p.
- HOUZARD G. (1980) — Les massifs forestiers de Basse-Normandie : Brix, Andaine et Ecouves; essai de biogéographie. Vol. II, p. 367-667.
- HUBERT G. (1966) — L'âge du bronze dans le département de l'Orne. Le Pays bas-normand, p. 82-106.

- HUBERT G., HAMON J. (1933). — Le menhir de la Pierre, Ceaucé (Orne). *Bull. Soc. normande ét. préhist.*, t. XXIX, p. 81-84.
- JEANNETTE D. (1971) — Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse État, Strasbourg, 251 p.
- JONIN (1973) — Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *C.R.Acad. Sci.*, Paris, 277, p. 281-284.
- JONIN M. (1981) — Un batholite fini-cambrien, le batholite mancellien (Massif armoricain, France); étude pétrographique et géochimique. Thèse État, univ. Bretagne occid. (Brest), 319 p.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) — Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Canad. J. Earth Sci.*, 12, p. 920-927.
- JUIGNET P., DORÉ F., LEBERT A., LE GALL J., POTTIER Y. (1984a) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Juignet *et al.* (1984), 56 p.
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984b) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans : BRGM, 56 p. Carte géologique par P. Juignet *et al.* (1984).
- KLEIN C. (1973) — Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Publ. univ. Strasbourg, Fond. Baulig, 12, 882 p.
- KUNTZ G., MÉNILLET F., LE GALL J., RIOULT M., CALLIER L., PELLERIN J., LA QUÉRIÈRE P. (de), VAUTRELLE C., VERRON G. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM, 99 p. Carte géologique par F. Ménillet *et al.* (1989).
- LANGÉVIN C., MINOUX L., BEURRIER M., VILLEY M., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P. (1984a) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Avranches (209). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Langevin *et al.* (1984), 54 p.
- LANGÉVIN C., MINOUX L., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P., DASSIBAT C., VERRON G. (1984b). Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Avranches (209). Orléans : BRGM, 54 p. Carte géologique par C. Langevin *et al.*, 1984.
- LAPPARENT A. (de) (1877) — Note sur le bassin silurien de Mortain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), 5, p. 569-578.
- LAPPARENT A. (de) (1877) — Sur le granite du Mont-Saint-Michel et sur l'âge du granite de Vire. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. VI, p. 143-147.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) — Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Éd. Centr. géomorph. CNRS, Caen, 908 p.

- LAUTRIDOU J.P. (1991) — Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.F.*, Berlin - Stuttgart, Suppl. 3d., 90, p. 123-130.
- LA SICOTIÈRE A. (de) (1866) — Observations à propos des « pas de bœuf » de Bagnoles-de-l'Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (2), 1, p. 83-89.
- LE CORRE C. (1977) — Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, sect. 1, p. 219-254.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) — Le Massif armoricain. *Sci. géol.*, Strasbourg, bull. 44, 1-2, p. 31-103.
- LE GALL J. (à paraître) — Les marqueurs magmatiques de l'évolution géodynamique cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain (Normandie-Maine). Thèse.
- LE GALL J., DORÉ F. (1971) — Minéraux phylliteux de l'Ordovicien et du Silurien du synclinal d'Urville (NE du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 102, p. 50-58.
- LE GALL J., LOBOZIAK S., LE HÉRISSE A. (1992) — Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châtelin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décro-chevauchant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, 1, p.13-26.
- LE GALL J., MARY G. (1983) — Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* 15, 2, p. 169-180.
- LEGRAND P. (1971) — À propos de la présence de *Dinobolus* (?) aff. *brimonti* (M. Rouault) au Sahara algérien. In : « Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, septembre 1971 ». Mém. BRGM, 13, p. 79-84.
- LETELLIER A. (1887-88) — Études géologiques sur les deux cantons d'Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie* (4), II, p. 305-420.
- LÉPINAY G. (1969) — Commentaire de la carte morphologique du quart nord-ouest de la feuille de Domfront à 1/50 000. Mém. Maîtrise (géographie), Caen, 93 p.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1968) — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sciences de la Terre*, Nancy, mém. n° 11, 84 p.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1972) — Dykes basiques du massif armoricain septentrional. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 275, p. 1327-1330.
- MAILLOT R. (1969) — Les synclinaux ferrifères de Domfront et de La Ferrière-aux-Étangs (Basse-Normandie). *Bull. BRGM*, sect. II, 1, 120 p.
- MATTE H. (1906) — Essai sur la stratigraphie du bassin silurien de Mortain (Manche). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 5, X, p. 136-194.

- MÉNILLET F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1989), 99 p.
- MÉNILLET F., VILLEY M., TRAUTMANN F., FOURNIGUET J., LANGEVIN C., LAOUENAN J.P., LAUTRIDOU J.P., WALKER P. (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Mortain (210). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet *et al.* (1987), 70 p.
- MICHEL M. (1860) — Coupe de terrain silurien aux environs de Domfront (Orne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, XVII, p. 698-702.
- MORIÈRE J. (1878) — Note sur le grès de Bagnoles. *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), II, p. 20.
- MORIÈRE J. (1881) — Fossiles du Grès armoricain de Bagnoles (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), V, p. 293-297.
- MUSSET R. (1925) — Le relief des environs de Bagnoles. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 6, p. 91-112.
- NOBLET C. (1984) — La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la Formation du Grès armoricain. Thèse Univ., Rennes, 136 p.
- OLLIVIER-PIERRE M.F., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.P., CAVELIER C. (1988) — Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie ; intérêts stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géologie de la France*, 1, p. 51-60.
- PARIS F. (1981) — Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.P. (1986) — Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. Documents BRGM, 110, p. 259-275.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) — Ages of the Vire-Carolles granites. In G.S. Odin (ed.): «Numerical dating in stratigraphy», p. 784-790.
- PERROUD H. (1985) — Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif armoricain. *Hercynica* (1), 1, p. 65-71.
- PERROUD H., AUVRAY B., BONHOMMET N., MACÉ J., VAN DER VOO R. (1986) Palaeomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerites dykes from northern Brittany. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 37, p. 143-154.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. (1985) — Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée Province, France. *J. Geophys. Res.*, 90, p. 4611-4625.
- PETTIJOHN F., POTTER E., SIEVER R. (1973) — Sands and sandstones. Berlin : Springer-Verlag, 618 p.
- PHILIPPOT A., ROBARDET M. (1971) — Nouvelles données sur les formations siluriennes de Domfront (Orne). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 3, p. 41-47.

- PRUVOST P. (1949) — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, 7, p. 345-362.
- RENAULT C. (1905) — Notes sur la géologie de l'arrondissement de Domfront et spécialement des environs de Flers. *Ann. Assoc. normande*, 72^e année, p. 169-198.
- RETOUT C (1897) — Compte rendu des excursions géologiques du 5 juillet à Domfront. *Bull. Soc. linn. Normandie* (5), I. p. LXXXIX.
- ROBARDET M. (1981) — Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 20, 342 p.
- ROBARDET M., DORÉ F. (1988) — The Late Ordovician diamictic formations from southwest Europe : North-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, p. 19-31.
- ROBARDET M., HENRY J.L., NION J., PARIS F., PILLET J. (1972) — La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCII, 3, p. 117-137.
- ROBARDET M., PARIS F., RACHEBŒUF P. (1990) — Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. In McKerrow, Scotese (eds): « Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography ». *The Geological Society*, mem. 12, p. 411-419.
- ROBARDET M., STEINBERG M. (1972) — Étude de la fraction argileuse des roches sédimentaires du Paléozoïque normand. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIV, p. 212-217.
- ROUAULT M. (1851) — Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricain) découverte dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), VII, p. 724-744.
- SKRODZKI J. (1887) — Description géologique du Canton de Domfront. *Bull. Soc. géol. Normandie*, 13, p. 75-94.
- SPJELDNAES N. (1961) — Ordovician climatic zones. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 41, p. 45-77.
- TROMELIN G. (de) (1877) — Étude des terrains paléozoïques de la Basse-Normandie, particulièrement dans les départements de l'Orne et du Calvados. *Assoc. franç. avanc. sciences*, p. 493-501.
- VÉRAGUE J. (1986) — Formations mésozoïques et cénozoïques du Bas-Maine. C.E.H.P. Cherbourg, *Littus*, 34/35, p. 62-87.
- VERRON G. (1975) — Informations archéologiques. Circonscription de Haute et Basse-Normandie. *Gallia Préhistoire*, t. 18, p. 495-497, fig. 32; t. 20, p. 384-385, fig. 22
- VIGNERESSE J.L. (1986) — La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. Colloque tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain. (Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986).
- VOGT J. CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) — Les tremblements de terre en France. *Mém. BRGM*, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.

WEYANT M., DORÉ F., LE GALL, PONCET J. (1977) — Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain : incidences sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 284, p. 1147-1149.

Documentation cartographique

Carte géologique du département de la Mayenne par E. Blavier (1837).

Carte géologique du département de l'Orne par E. Blavier (1840).

Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille *Alençon*, 1^{ère} édition (1893) par A. Bigot, P. Bizet, A. Letellier; 2^e édition (1924) par A. Bigot, R. Matte; 3^e édition (1963) par M.J. Graindor, avec la collaboration de M.M. Roblot.

Carte sismotectonique de la France (1/1000 000) par J. Vogt, C. Weber (1980).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés : au service géologique régional Basse-Normandie, Citis « Le Pentacle », avenue de Tsukuba, 14209 Hérouville-Saint-Clair Cedex, pour le département de l'Orne; au SGR Pays-de-Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes, pour le département de la Mayenne; ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La coordination de cette notice a été assurée par Y. VERNHET ingénieur géologue au BRGM.

Les chapitres « Introduction », « Conditions de formation des entités géologiques » et « Géologie de l'environnement » ont été rédigés par Y. VERNHET.

Le chapitre « Synthèse géodynamique régionale » a été écrit par F. DORÉ, professeur au laboratoire de géologie armoricaine de l'université de Caen, et Y. VERNHET.

Les formations quaternaires et tertiaires ont été décrites par Y. VERNHET avec l'appui scientifique de J.P. LAUTRIDOU, directeur du centre de géomorphologie du CNRS à Caen, et la collaboration de R. DHELLEMMES, géologue au BRGM.

Les terrains paléozoïques ont été traités par F. DORÉ, d'après ses observations et la thèse de 3^e cycle de C. ENOUF.

Les formations du Protérozoïque supérieur (sédimentaire et cristallin) ainsi que les roches filoniennes ont été décrites par Y. VERNHET, avec, pour les intrusifs granodioritiques, la collaboration de R. DHELLEMMES.

Le chapitre «Évolution tectono-métamorphique» a été rédigé par Y. VERNHET pour l'orogénèse cadomienne et F. DORÉ pour l'orogénèse hercynienne.

Le chapitre «Ressources en eau» a été écrit par H. TALBO, ingénieur géologue au BRGM, service géologique régional Bretagne.

La partie «Archéologie et préhistoire» a été rédigée par G. VERRON, chargé de mission auprès du sous-directeur de l'Archéologie à Caen.

Remerciements pour leurs conseils à N. DEBÉGLIA, J. CORPEL, P. LEBRET (BRGM). J.L. LAGARDE (université de Rennes).

ANNEXES

COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES

N° d'archivage SGN	1-1	1-2		
Année	1976	1976		
Commune	La Haute-Chapelle	St-Gilles-des-Marais		
Lieu du forage	Le Fresne	La Goulande		
Profondeur totale	27,7 m	16 m		
Coupe	0 à 4 m	graviers et sables argileux fluviatiles	0 à 3 m	argile gris sombre
	4 à 6,8 m	argile grise bariolée de rose	3 à 5 m	argile grise un peu violacée
	6,8 à 7,8 m	argile grise	5 à 10,4 m	argile noire
	7,8 à 11,7 m	argile grise bariolée de rose	10,4 à 14,5 m	argile gris-jaune non calcaire
	11,7 à 16,3 m	argile gris-bleu, plastique	14,5 à 16 m	argile sableuse, calcaire, jaune-gris à nodules calcaires blancs
	16,3 à 19,50 m	argile gris foncé puis gris-noir, cailloutis		
	19,5 à 27,7 m	argile brun-noir		
Commentaires	Argile lacustre (Pliocène final à Quaternaire ancien) sous nappe alluviale (de 0 à 4 m) du Quaternaire	Argile lacustre noire sur argile calcaire (Pliocène final ou Quaternaire ancien)		

Tableau I

N° d'archivage SGN		1-3	1-4	
Année		1977	1978	
Commune		St-Gilles-des-Marais	St-Gilles-des-Marais	
Lieu du forage		Ferme de la Goulande	Le Grand-Boudet	
Profondeur totale		21,80 m	6 m	
Coupe	0 à 0,8 m	anthropique	0 à 3 m	sable argileux jaune-ocre galets altérés de toute taille (Riss probable) (alluvions de l'Égrenne)
	0,8 à 1,35 m	base du sol		
	1,35 à 5,45 m	argile sableuse brune à zone grise vers 2,40-2,60 m; passées sableuses Pléistocène inférieur probable	3 à 6 m	schiste noir altéré, soyeux (Briovérien)
	5,45 à 9,63 m	argile pure, noirâtre		
	9,63 à 10,13 m	argile brune devenant grise à la base		
	10,13 à 14,97 m	argile grise sableuse, à filaments noirs et taches jaunâtres		
	14,17 à 17,65 m	calcaire et argile sableuse grise, calcaire		
	17,65 à 21,80 m	silt sableux à argilo-sableux gris, non calcaire		
	21,80 m	roche altérée (schistes jaunes à lits noirs du Briovérien)		
Commentaires		Âge: Pléistocène inférieur probable	Alluvions fluviales anciennes de l'Égrenne (Quaternaire moyen)	

Tableau II

N° d'archivage SGN		1-5	1-6	
Année		1978	1984	
Commune		La Haute-Chapelle	Domfront	
Lieu du forage		Monsifrotte	La Trubardière	
Profondeur totale		22,50 m	23 m	
Coupe	0 à 3,5 m	löss jaune (Weichsélien). Eau à 2,20 m	0 à 2 m	argile grise avec pisolites Fe vers 1,9 m
	3,5 à 4,50 m	sable argileux et caillouteux rougeâtre (Günz probable; lambeau de nappe)	2 à 7 m	argile rose
	4,5 à 14 m	alternance de sable et d'argile silteuse ou sableuse gris à gris-jaune (pré-Günz)	7 à 12 m	argile grise à taches roses
	14 à 18 m	argile gris-noir et argile silteuse intercalées	12 à 17 m	argile sableuse grise
	18 à 21,70 m	argile noire, dure	17 à 23 m	argile grise
	21,70 à 22,50 m	sable argileux gris		
	Commentaires	De 4,5 à 22,5 m : argile fluvi lacustre du Pléistocène inférieur (probable)	Argile lacustre de l'extrémité sud-est du gisement argileux de Domfront—La Haute-Chapelle, d'âge pliocène à pléistocène inférieur	

Tableau III

N° d'archivage SGN		1-7	3-1	
Année		1984	1973	
Commune		Céaucé	Juvigny-sous-Andaine	
Lieu du forage		Les Gillardières - Les Petites-Loges	Ferme de la Martinière	
Profondeur totale		8 m	25 m	
Coupe	0 à 1 m	argile marron-rouge à galets de quartz	0 à 3 m	mélange terre argileuse et arène granitique
	1 à 3	argile sableuse grise	3 à 9 m	granodiorite altérée; début de kaolinisation
	3 à 4 m	sable argileux lie-de-vin		
	4 à 6 m	sable grossier ocre, argileux	9 à 12 m	granite altéré, roux
	6 à 8 m	granodiorite altérée	12 à 20 m	idem
			20 à 25 m	granite moins altéré
Commentaires	6 m de sables et galets fini-éocènes datés au Sud à Boire, près de Céaucé. Âge ludien probable			

Tableau IV

N° d'archivage SGN		4-3	4-4	
Année		1898	1906	
Commune		Bagnoles-de-l'Orne	Bagnoles-de-l'Orne	
Lieu du forage		Grand-Hôtel	Casino	
Profondeur totale		35,30 m	23,15 m	
Coupe	0 à 8,8 m	avant-puits	0 à 1,65	avant-puits
	8,8 à 13,75	schiste avec veine d'argile et grès	1,65 à 2,60	éboulis de grès et de silex durs
	13,75 à 35,30	schiste	2,6 à 6,7	grès gris-blanc, siliceux, très dur
			6,7 à 8,15	grès blanc quartzeux, très dur
			8,15 à 8,95	grès gris-blanc, très dur
			8,95 à 9,70	grès gris, et filons de quartz
			9,70 à 14,30	grès gris-blanc très dur
			14,30 à 14,45	passage argileux jaune blanchâtre
			14,45 à 16	grès gris-bleu quartzeux très dur
			16 à 16,90	grès gris-bleu, noirâtre, tacheté de rouge, quartzeux, extrêmement dur
			16,9 à 18,75	grès divisé, gris-blanc, très dur
			18,75 à 20,25	grès gris-bleu, très dur
			20,25 à 21,40	grès gris très fin, fissuré
			21,40 à 22,50	grès rouge, tendre, sable rouge
			22,5 à 22,70	grès gris très dur
		22,7 à 22,90	passage de roche très tendre, grès jaune et rouge	
		22,90 à 23,15	grès très dur	

Tableau V

N° d'archivage SGN		4-6		4-7	
Année		1990		1990	
Commune		La Ferté-Macé		La Ferté-Macé	
Lieu du forage		chemin menant au pont Hardi		À proximité du calvaire - La Patinière	
Profondeur totale		50 m		79 m	
Coupe	0 à 10 m 10 à 82 m	0 à 50 m	ampélites siluriennes	0 à 79 m	cornéennes (Briovérien métamorphique)
N° d'archivage SGN		4-8		4-9	
Année		1990		1990	
Commune		La Ferté-Macé		La Ferté-Macé	
Lieu du forage		D18, sur le chemin menant à la Patinière		La Patinière	
Profondeur totale		100 m		82 m	
Coupe	0 à 19 m 19 à 46 m 46 à 100 m	granodiorite altérée granodiorite cornéennes (Briovérien métamorphique)		granodiorite altérée granodiorite saine	

Tableau VI

N° d'archivage SGN		6-1	6-2		
Année		1976	1976		
Commune		Céaucé	Céaucé		
Lieu du forage		La Bunache	Chemin de la Petite-Métairie		
Profondeur totale		20,30 m	21 m		
Coupe	0 à 4 m	sable argileux rouge avec cailloutis émoussé de quartz	0 à 3 m	argile limoneuse brun-jaune	
	4 à 4,3 m	argile chocolat	3 à 3,6 m	argile verte non calcaire	
	4,3 à 4,9 m	sable gris-jaune	3,6 à 4,5 m	argile gris cendre à mollusques	
	4,9 à 8 m	argile sableuse gris-brun			
	8 à 12 m	sable ocre rouille moyen	4,5 à 5 m	argile vert clair à mollusques	
	12 à 20,3 m	sable et cailloux de quartz émoussés à subémoussés	5 à 6 m	argile vert foncé à mollusques	
				6 à 7,5 m	argile grise, calcaire
				7,5 à 10 m	argile calcaire à nodules calcaires et lits d'argile verte
				10 à 11 m	argile sableuse gris cendre; calcaire à mollusques
				11 à 15,8 m	argile noire, dure, tourbeuse, à mollusques
				15,8 à 19 m	sables et granules
				19 à 21 m	sables grossiers, micacés beige et granite arénisé
Commentaires		Formations fluviatiles d'âge éocène supérieur (probable)	Formation argilo-calcaire lacustre à lagunaire (Ludien supérieur) sur sables de base fluviatiles		

Tableau VII

N° d'archivage SGN		6-3	6-4	
Année		1984	1984	
Commune		Céaucé	Céaucé	
Lieu du forage		Ancienne carrière - Petit-Bois D262 - La Poterie	Près de Montaigu, chemin passant à proximité carrière	
Profondeur totale		14 m	8 m	
Coupe	0 à 1,5 m	argile grise	0 à 2 m	sable fin limoneux, gris-vert-ocre, alluvial
	1,5 à 3,5 m	argile verte plastique	2 à 3 m	sable argileux, grossier type DII (Éocène)
	3,5 à 4,5 m	limon argileux gris très calcaire		
	4,5 à 8,5 m	argile vert foncé très dure, excepté de 5,5 à 6 m (argile grise très calcaire)	3 à 8 m	sable argileux micacé, gris-vert à 6 m ; granite altéré à 7,5 m
	8,5 à 12 m	limon argileux gris cendré, très calcaire		
	12 à 14 m	sable moyen (fluvial probable)		
Commentaires		Coupe du type du sondage des Fosses de Boire : argile laguno-lacustre à characées, d'âge fini-éocène, sous les sédiments sablo-graveleux type D2-D3 avec passage de l'un à l'autre. L'âge de ces sédiments détritiques fluviaux est à peu près le même : fini-éocène		Sable alluvial de la Mayenne (Wechsélien) sur Éocène (en place ?) et granite altéré

Tableau VIII

