

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

TORIGNI- SUR-VIRE

par

Y. VERNHET, G. LEROUGE, V. HERVY
J.-C. BESOMBES, Cl. LANGEVIN

TORIGNI-SUR-VIRE

La carte géologique à 1/50 000
TORIGNI-SUR-VIRE est recouverte par
les coupures suivantes de la Carte
géologique de la France à 1/80 000 :
au Nord-Ouest : SAINT-LÔ (N° 28)
au Sud-Ouest : COUTANCES (N° 44)
au Nord-Est : CAEN (N° 29)
au Sud-Est : FALAISE (N° 45)

Carentan	Balleroy	Bayeux- Courseulles- sur-Mer
Saint-Lô	TORIGNI- SUR-VIRE	Villers- Bocage
Villedieu	Vire	Condé-sur- Noireau



MINISTÈRE DE LA RECHERCHE ET
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
TORIGNI-SUR-VIRE À 1/50 000**

par

**Y. VERNHET, G. LEROUGE, V. HERVY, J.-C. BESOMBES,
Cl. LANGEVIN**

2000

*Editions du BRGM Service
géologique national*

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

-pour la carte : VERNHET Y., HERVY V., LEROUGE G., BESOMBES J.-C. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille **Torigni-sur-Vire** (144). Orléans : BRGM. Notice explicative par Y. Vernhet et *al.* (2000), 126 p.

- pour la notice : VERNHET Y., LEROUGE G., HERVY V., BESOMBES J.-C., LANGEVIN Cl. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Torigni-sur-Vire** (144). Orléans : BRGM, 126 p. Carte géologique par Y. Vernhet et *al.* (2000).

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

ISBN : 2-7159-1144-0

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	17
<i>Formations sédimentaires</i>	17
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	33
<i>Cambrien</i>	33
<i>Cambro-Ordovicien</i>	47
<i>Ordovicien</i>	49
<i>Silurien indifférencié</i>	57
<i>ROCHES FILONIENNES ET ROCHES VOLCANIQUES D'ÂGE INDÉTERMINÉ</i>	58
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	60
<i>Trias</i>	60
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	61
<i>Formations fluviales</i>	61
<i>Formations de versants</i>	61
<i>Formations éoliennes</i>	62
<i>Altérites</i>	62
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	63
<i>LE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : LE BRIOVÉRIEN ET L'OROGENÈSE CADOMIENNE</i>	63
<i>LE PALÉOZOÏQUE ET L'OROGENÈSE HERCYNIENNE</i>	65
<i>Le Cambrien</i>	65
<i>L'Ordovicien</i>	67
<i>Le Silurien</i>	68
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	75
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME CADOMIENS</i>	75
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME HERCYNIENS</i>	83

SYNTHESE GEODYNAMIQUE REGIONALE	91
LE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR	91
LE PALÉOZOÏQUE	95
LA GÉODYNAMIQUE POSTVARISQUE ET RÉCENTE	99
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	99
OCCUPATION DU SOL	99
ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE	101
RISQUES NATURELS	101
RESSOURCES EN EAU	102
SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES	108
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	112
AFFLEUREMENTS REMARQUABLES	112
BIBLIOGRAPHIE	117
DOCUMENTS CONSULTABLES	124
DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE	124

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Schéma structural de l'orogène cadomien du Massif armoricain	8
Fig. 2 - Variations lithostratigraphiques observées dans la Formation des Poudingues pourprés d'Ouest en Est de la feuille Torigni-sur-Vire	36
Fig. 3a- Logs lithostratigraphiques détaillés de la Formation des pélites et grès fins, verts, rubanés (« Schistes de Campeaux ») : présentation des différents niveaux repères	42
Fig. 3b- Localisation géographique des trois logs stratigraphiques réalisés dans les Schistes de Campeaux (k4)	43
Fig. 4 - Colonnes stratigraphiques synthétiques de la série paléozoïque représentée sur la feuille Torigni-sur-Vire	Dépliant hors texte
Fig. 5 - Carte de localisation des coupes géologiques	76
Fig. 6 - Coupe A	78
Fig. 7 - Coupe B	Dépliant hors texte.
Fig. 8 - Coupe D	80
Fig. 9 - Coupe E	82
Fig. 10 - Coupe F	84
Fig. 11 - Schéma structural détaillé de la carrière de Jurques	88
Fig. 12 - Chevauchement des formations ordoviciennes (Formation de May) sur les grès et ampélites silluriens	Dépliant hors texte
Fig. 13 - Évolution géodynamique cadomienne dans le NE du Massif armoricain	92

Fig. 14 - Paléogéographie du bassin mancellien au Briovérien supérieur	94
Fig. 15 - Paléogéographie de la Normandie au cours du Cambrien	96
Fig. 16 - Synthèse paléogéographique de la sédimentation cambro-silurienne dans le Synclinal bocain	98

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Dosages de carbone organique dans des phtanites des formations de Saint-Lô et de Lamballe ; comparaison avec la concentration dans un schiste briovérien encaissant	23
Tabl. 2 - Liste des fossiles de la Formation de May dans la localité de Jurques	56
Tabl. 3 - Répartition géographique des différentes formations cambro-siluriennes d'Ouest en Est dans le synclinal bocain sur la feuille Torigni-sur-Vire	69
Tabl. 4 - Sédimentation gréseuse ordovicienne et silurienne dans le synclinal bocain : rappels sur les caractéristiques pétrographiques de ces trois formations	71
Tabl. 5- Comparaison lithostratigraphique des formations des Grès de Montabot et des Grès armoricains	74
Tabl. 6 - Principales secousses telluriques recensées dans la région depuis 1000 ans	102
Tabl. 7 - Quelques données enregistrées à la Banque des données du Sous-Sol (BSS) du BRGM	115/116
Tabl. 8 - Sondages réalisés dans le cadre de l'exploitation des mines de fer de Jurques (d'après les archives du BRGM à Caen)	117

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La zone couverte par la feuille à 1/50 000 Torigni-sur-Vire est située dans la partie nord-ouest de la Basse-Normandie, en bordure sud de la presqu'île du Cotentin. Cette région se situe au carrefour de trois entités géographiques : le Col du Cotentin, qui s'étend vers l'Ouest vers le golfe normando-breton, le Bessin, à l'Est, dont elle aborde les premières formations, et le bocage du Saint-Lois, au Sud.

La feuille Torigni-sur-Vire est à cheval sur deux départements : la Manche (50) et le Calvados (14). Les paysages apparaissent très contrastés : ils sont vallonnés dans la moitié nord, marqués localement par la présence de petites vallées encaissées ou par de grandes dépressions, de type bocage normand au Nord-Ouest (nombreuses parcelles bordées de haies), passant progressivement vers l'Est aux grandes étendues cultivées de la plaine de Caen. Cette partie nord, d'altitude moyenne comprise entre 100 et 150 m, correspond aux terrains protérozoïques.

La partie sud est occupée par les formations du Paléozoïque. Le relief y apparaît nettement plus contrasté avec des dénivelés importants pour la région (jusqu'à une centaine de mètres pour 500 m de long), ce qui se traduit, au niveau paysage, par une succession de « barres » rocheuses en général à couvert forestier, et de vallées encaissées à forte pente, à cultures et pâturages parcellaires bordés de haies.

La région est soumise à un climat de type tempéré océanique avec des précipitations moyennes de 1 000 mm par an, en général plus soutenues au Sud sur les zones en relief. Les principales agglomérations présentes sur cette carte sont Saint-Lô (préfecture de la Manche, moitié est de l'agglomération sur la carte), Torigni-sur-Vire, Condé-sur-Vire, Saint-Jean-des-Baisants, Caumont-l'Eventé, Tessy-sur-Vire, Saint-Martin-des-Besaces, Jurques et Guilberville.

Relief

Les reliefs sont très contrastés sur ce secteur, avec des altitudes variant de 100 à 150 m en moyenne dans la partie nord de la coupure, de 200 à 350 m dans la partie sud, et tendant sur l'ensemble de la zone à décroître d'Est en Ouest. Ces variations sont très clairement conditionnées par la nature du substrat mais également par les grands accidents tectoniques ayant affecté la région :

- la partie nord, correspondant au Protérozoïque, apparaît grossièrement constituée d'une série de dépressions alignées NE-SW, délimitées

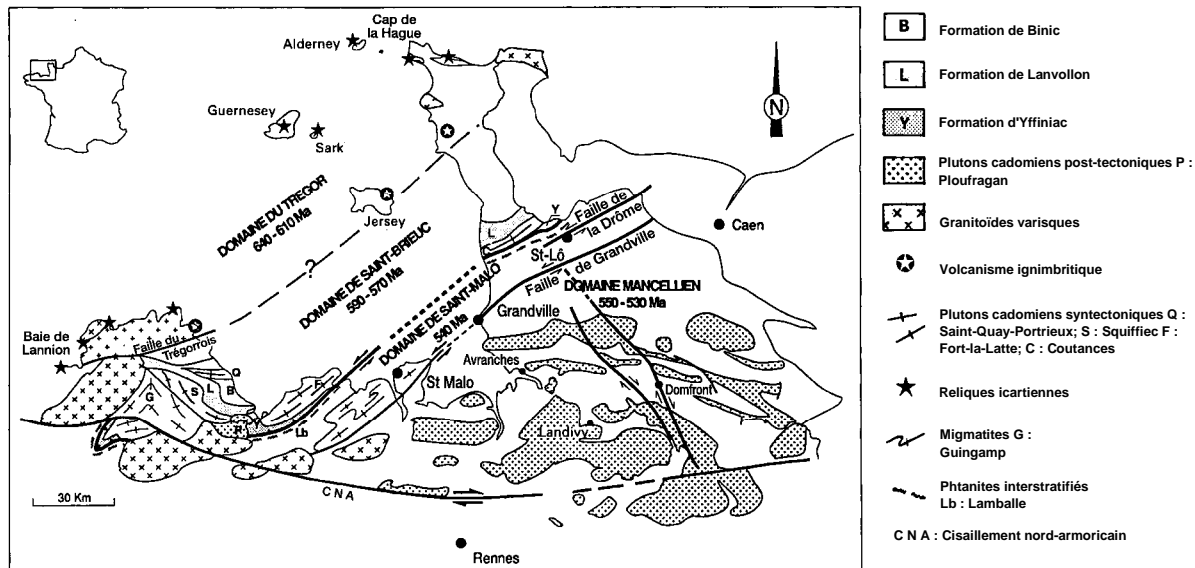


Fig. 1 - Schéma structural de l'orogène cadomien du Massif armoricain (d'après Hébert, 1993 ; modifié)

notamment au Nord, dans la région de Saint-Lô, par un alignement de collines à armature phtanitique situées dans l'environnement de la faille de la Drôme (*cf.* feuille Balleroy à 1/50 000). La rupture de pente, visible au Sud d'une ligne Condé-sur-Vire - Précorbin, correspond très clairement au passage Briovérien inférieur - Briovérien supérieur, mais également au tracé de la faille de Granville. Une zone encaissée s'individualise également à l'Ouest entre Tessy-sur-Vire - Condé-sur-Vire et Baudre. Cette dépression paraît également très clairement être induite par le passage de la faille de la Vire (*cf.* carte Torigni-sur-Vire) ;

- la partie sud, occupée par les formations du Paléozoïque, apparaît nettement en relief par rapport aux formations protérozoïques situées au Nord. Le passage entre ces deux ensembles est particulièrement net, souligné en particulier par une importante rupture de pente et une forte variation des cotes altimétriques sur seulement quelques centaines de mètres. Les altitudes se situent en moyenne autour de 200-250 m, les points les plus élevés se situant entre 250 et 360 m (358 m : Le Haut-Boscq, dans le bois de Brimbois) associés aux formations gréseuses (Formations de Montabot et de May).

Ces différents reliefs ont en grande partie conditionnés le dépôt des formations éoliennes.

Hydrographie

Le territoire couvert par la feuille Torigni-sur-Vire est principalement drainé, à l'Ouest et au Sud, par la Vire et ses affluents, notamment la Jacre et le Roucamp, et à l'Est, par la Drôme et les affluents de la Seullles. Le tracé de ce réseau hydrographique, en partie conditionné par la nature des formations géologiques présentes (Paléozoïque, au Sud, nettement en relief par rapport au Protérozoïque, au Nord), apparaît essentiellement contrôlé par le contexte structural régional, en particulier par les grands accidents tels que ceux de la Drôme, de Granville, ou ceux affectant le synclinal bocain.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région couverte par la feuille Torigni-sur-Vire à 1/50 000 se situe dans l'extrême nord-est du Massif armoricain, au carrefour de plusieurs entités géologiques (fig. 1 et schéma structural) :

- d'une part, un domaine appartenant au domaine cadomien nord-armoricain (Chantraine *et al.*, 1988), occupant toute la moitié nord de la feuille et constitué de terrains sédimentaires plissés, marins, d'âge protérozoïque supérieur (650-540 Ma) ; ce domaine se subdivise en deux ensembles très grossièrement répartis de part et d'autre d'une ligne Condé-sur-Vire - Lamberville - Caumont-l'Éventé - Livry :

- au Nord, le Briovérien phtanitique (ou inférieur), localisé structuralement dans le domaine de Saint-Malo (Hébert, 1993) (domaine de la cordillère orogénique ; Chantraine, 1989) ;
- au Sud, le Briovérien post-phtanitique (ou supérieur), faisant partie intégrante du domaine de la Mancellia (domaine continental, Chantraine, 1989).

Ce domaine briovérien est interrompu au Sud par des formations sédimentaires d'âge paléozoïque appartenant à une entité géologique régionale, le synclinorium de la Zone bocaine, s'étendant d'Est en Ouest sur plus de 100 km, depuis Falaise jusqu'aux abords de Granville. Ces formations sédimentaires sont transgressives et discordantes sur les terrains protérozoïques. Elles sont composées de sédiments détritiques terrigènes continentaux à marins (conglomérats, grès et pélites), localement carbonatés, d'âge cambrien à silurien.

Le Mésozoïque n'est observable que très ponctuellement au Nord-Est de la carte, limité aux argiles rouges à galets du Trias, discordantes sur le Briovérien.

La structuration du domaine cadomien résulte essentiellement des différentes phases de déformations plicatives et cassantes liées aux différentes phases orogéniques cadomiennes, en particulier à la phase orogénique cadomienne terminale, marquée par le développement de plis synschisteux et par l'intrusion, vers 540 Ma, du massif granitique de Carolles-Vire (feuille Vire). Quelques petits pointements granitiques sont présents sur cette zone de Torigni-sur-Vire.

Les terrains paléozoïques sont affectés, vers 330-310 Ma, par une phase de plissement et de fracturation liée à l'orogénèse hercynienne, engendrant la mise en place du dispositif synclinorial de la Zone bocaine, caractérisé dans cette partie par un fort déversement vers le Sud du flanc nord de ce synclinorium et un chevauchement des formations briovériennes sur celles du Paléozoïque.

Cette phase de déformation provoque également, au niveau du socle cadomien, une réactivation de certaines structures cadomiennes tels que les accidents de la Drôme, de Granville, et les failles parallèles associées. Les rejeux de ces grandes structures cadomiennes apparaissent, en particulier, très bien marqués au niveau du synclinal paléozoïque de la Zone bocaine. Le jeu de ces accidents N60° à N70°E, associé à celui des accidents hercyniens N100° à N120°E, est en grande partie responsable de la structuration actuelle de ce synclinal paléozoïque. Plus tardivement, toujours au cours de la phase hercynienne, le jeu de grands accidents subméridiens vient parachever la structuration de cette région en tronquant notamment le synclinorium de la Zone bocaine (faille de Vire, alignement de la Drôme).

Les formations protérozoïques (Briovérien)

Les terrains présents dans la moitié nord de la zone cartographiée sont attribués au Protérozoïque supérieur. Ils sont sédimentaires, détritiques et marins, d'âge protérozoïque supérieur et rattachés au Briovérien (du nom latin de Saint-Lô : Briovera).

Ils se situent dans la continuité des terrains présents à l'Ouest sur la feuille Saint-Lô et appartenant au domaine mancellien. Ils sont composés de siltite, siltite ardoisière, argilite, grauwacke, conglomérat et phtanite. Suite aux travaux réalisés à l'échelle régionale, et en particulier à ceux de Le Corre (1977), la présence de phtanite en bancs ou en éléments remaniés dans les roches est maintenant couramment employée comme critère de distinction entre un terme briovérien dit « phtanitique », caractérisé par la présence de phtanite en bancs, et un terme briovérien dit « post-phtanitique », marqué par la présence, dans les roches, d'éléments de phtanite remaniés.

Dans le secteur étudié, ce critère de distinction a permis, au cours du lever, de distinguer, au sein de cet ensemble protérozoïque, deux unités réparties de part et d'autre d'une ligne passant grossièrement, d'Ouest en Est, par Condé-sur-Vire, Lamberville, La Vacquerie, Sallen, Sainte-Honorine-de-Ducy et Cahagnolles :

- au Nord de cette ligne, l'unité présente est caractérisée par la présence d'horizons de phtanite et de grès tufacés très caractéristiques, représentatifs du Briovérien inférieur phtanitique, plus précisément de la Formation de Saint-Lô ;
- la seconde unité, localisée au Sud de cette ligne Condé-sur-Vire - Cahagnolles, est caractérisée par une abondance de faciès grauwackeux, mais, surtout, par la présence de faciès détritiques grossiers, microconglomératiques à conglomératiques, à éléments de phtanite remaniés. La présence de ces derniers permet, dans le concept actuel, de situer cette unité dans le domaine briovérien supérieur post-phtanitique (Le Corre, 1977), plus précisément, ici, dans la Formation de Granville. Ces formations sont également observables en limite nord de la carte et marquent, dans cette zone, la fermeture d'une petite structure « synclinale » cartographiée sur la feuille Balleroy.

Au cours de l'orogénèse cadomienne (600 à 540 Ma), ces différentes formations ont été déformées, affectées par un métamorphisme régional de faible intensité de type épizonal dans le domaine « schistes verts ».

Les formations paléozoïques

Occupant une bonne partie de la moitié sud de la carte, elles sont essentiellement représentées par les terrains attribués au Cambrien, et en proportion moindre, par les formations de l'Ordovicien et du Silurien.

Les terrains cambriens sont constitués de conglomérats rouges à gris, prédominants dans la partie basale, de grès variés, de pélites rouges à vertes et, localement, de fines passées carbonatées. Ces différents faciès caractérisent des phases de sédimentation en milieu tour à tour continental et laguno-marin à marin.

Les formations ordoviciennes sont représentées par des arkoses, des grès et siltites et des grès quartzitiques, mis en place en milieu marin, caractérisant la phase transgressive ordovicienne connue à l'échelle régionale.

Le Silurien est essentiellement constitué de grès gris de nature quartzitique et d'ampélites noires, également mis en place dans un contexte marin.

Les terrains dévoniens, carbonifères et permien, n'ont pas été observés sur cette coupure. Concernant les formations dévoniennes, les terrains, visibles au niveau de l'Unité de Placy-Montaigu, cartographiés en Dévonien sur l'édition à 1/80 000 de la feuille Coutances (1967), apparaissent maintenant très clairement, à la vue des derniers levés réalisés sur la feuille Torigni-sur-Vire (Hervy, 1997), semblables aux faciès cambriens visibles sur le restant de la zone.

Sur le plan structural, on retiendra la présence, au niveau du Briovérien, d'un réseau de failles majeures orientées SW-NE, parmi lesquelles, en particulier, s'inscrit l'accident de Granville, bien marqué entre Le Mesnil-Raoult et Précorbin, notamment au niveau du ruisseau de Précorbin. Ces accidents paraissent correspondre à d'anciennes structures cadomiennes, réactivées au cours de la phase varisque, voire également ultérieurement. La phase hercynienne affecte les formations protérozoïques et paléozoïques présentes, et se marque, notamment au niveau du synclorium de la zone bocaine, par d'importantes structures chevauchantes, faisant remonter le Briovérien sur le Paléozoïque, mais également, au sein du Paléozoïque, par la présence d'écaillés tectoniques plurikilométriques.

Les formations mésozoïques

Très restreintes, elles n'apparaissent que dans le coin nord-est de la feuille, limitées à des sédiments d'origine continentale, fluviale ou fluvio-lacustre : les argiles à galets du Trias (t6 : Keuper supérieur).

Les formations du Jurassique, visibles plus au Nord (feuilles Balleroy et Bayeux), sont absentes sur cette zone.

Les formations tertiaires et quaternaires

Les terrains tertiaires sont absents sur ce secteur.

Les formations quaternaires sont principalement représentées par des formations continentales correspondant à des dépôts périglaciaires, des placages éoliens lœssiens et des alluvions fluviales.

TRAVAUX ANTÉRIEURS -CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

La couverture géologique de la feuille Torigni-sur-Vire a été réalisée, en partie, en 1827 et 1829 par A. de Caumont (cartes de La Manche et du Calvados), et en 1880 par E. Vieillard, A. Potier et A. de Lapparent (carte de La Manche). Les premières cartes géologiques de synthèse à 1/80 000, permettant d'avoir une vue d'ensemble de la zone de Torigni-sur-Vire, sont celles de Saint-Lô et Coutances. La feuille Saint-Lô a été réalisée en 1891 par L. Lecornu, réactualisée en 1926 par A. Bigot, puis en 1967 par M.-J. Graindor, M.-M. Roblot, M. Robardet et M. Rioult. La première édition à 1/80 000 de la feuille Coutances a été réalisée en 1884 par L. Lecornu, réactualisée en 1928 par A. Bigot, puis en 1966 par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot. Les grands ensembles définis à l'origine sont restés sensiblement identiques au cours de ces réactualisations, mais leurs contours et leurs positions stratigraphiques ont été de plus en plus affinés. Les subdivisions au sein même du Briovérien sont, cependant, restées très restreintes, limitées sur le plan stratigraphique à la définition de trois ensembles, inférieur, moyen et supérieur, en fonction de la présence ou non de tillites (termes moyen et supérieur), de phtanite (terme moyen) et de faciès volcano-sédimentaires (terme inférieur) (Graindor et *al.*, 1967). Sur le plan du métamorphisme, les auteurs mettent en évidence un terme plus métamorphique, le Briovérien inférieur, dont les terrains (grauwackes, roches amphiboliques et pyroxéniques, coulées de type basaltique) sont affectés par l'intrusion syntectonique de la granodiorite de Coutances. Concernant le Paléozoïque, le synclinorium de la Zone bocaine et les grandes unités lithostratigraphiques le composant sont clairement individualisés.

Sur le plan structural, deux phases de plissements cadomiens sont mises en évidence : l'une affectant le Briovérien dit « ancien » ou « prétilitique » ; la seconde, plus tardive, affectant l'ensemble de la série briovérienne. La phase hercynienne n'est abordée que très partiellement, la « dislocation majeure de Granville » n'est que très partiellement visualisée ; en revanche, les phénomènes de chevauchement et d'écaillages, notamment dans la

partie orientale, sont déjà clairement envisagés. Le problème posé par la virgation de cette Zone bocaine est également soulevé : elle est interprétée comme résultant de la superposition de deux directions majeures, l'une WSW-ENE, antérieure à une seconde WNW-ESE. Ces deux directions majeures, cadomienne et hercynienne, apparaissent par conséquent déjà à cette époque parfaitement individualisées.

Depuis, les levés des feuilles à 1/50 000 Vire (Janjou *et al.*, 1987), Villedieu-les-Poèles (Trautmann *et al.*, 1987), Granville (Doré *et al.*, 1987), Coutances (Dupret *et al.*, 1987), Saint-Lô (Dupret *et al.*, 1997), Balleroy (Vernhet *et al.*, 1999) ont fortement contribué à améliorer les connaissances sur la géologie régionale. Il en va de même des nombreuses études réalisées tant sur un plan général (Klein, 1973 ; Robardet, 1981) que sur un plan plus spécifique telles que celles de : J. Cogné (1962), C. Le Corre (1977), J. Çhantraine *et al.* (1982, 1986, 1988), E. Égal et E. Le Goff (1994), F. Doré *et al.* (1985), E. Dissler *et al.* (1988), L. Dupret (1988), L. Dupret *et al.* (1984,1990), C. Guerrot *et al.* (1989) pour le Briovérien ; de F. Doré (1969, 1971, 1972), M. Robardet (1981), M. Robardet *et al.* (1994), Paris *et al.* (1990) pour le Paléozoïque ; de J.-P. Lautridou (1985, 1991) pour les formations superficielles.

Conditions d'établissement de la carte

La carte Torigni-sur-Vire a été élaborée dans le cadre du programme national du lever de la carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000. Les principales difficultés rencontrées lors du lever de cette feuille sont liées, aux conditions d'affleurement très irrégulières d'un secteur à l'autre et, notamment, très médiocres dans les zones à fort recouvrement, qu'il soit terrigène (limons, alluvions) ou végétal (pâturages et massifs forestiers, ces derniers particulièrement développés sur le Paléozoïque). La limite stricte entre le Briovérien et le Paléozoïque est également, par endroits, difficile à cerner en raison de la complexité structurale du secteur (contacts souvent fortement tectonisés et chevauchants, termes de base du Cambrien masqués), du colluvionnement des formations paléozoïques sur les terrains briovériens (notamment dans les secteurs à forts dénivelés), et de certaines similitudes de faciès, notamment dans les zones où apparaissent en contact les grès verts (k4) du Cambrien et les grauwackes (b2G) du Briovérien.

La cartographie dite « en pierres volantes » dans les labours reste nettement prédominante malgré quelques beaux affleurements et carrières. Cette cartographie a cependant été localement facilitée par certains travaux d'aménagement de routes, notamment au niveau de la RN 174 entre Torigni-sur-Vire et Saint-Lô (travaux pour la route à quatre voies Torigni-sur-Vire - Saint-Lô) ainsi que par ceux de l'autoroute des Estuaires (A 84)

reliant Caen à Villedieu-les-Poëles, entre Coulvain - Saint-Martin-des-Besaces et Guilberville.

Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés

Plusieurs améliorations, tant scientifiques qu'à intérêts économiques (aménagement du territoire), ont été introduites par rapport aux cartes à 1/80 000 Saint-Lô et Coutances et aux cartes 1/50 000 réalisées dans la région.

Concernant **la lithostratigraphie**, la cartographie réalisée a permis d'affiner les limites entre les deux grandes unités présentes, le socle protérozoïque et la couverture primaire.

Une cartographie détaillée des différentes formations du Paléozoïque a été réalisée, avec, notamment, une séparation nette entre les différents faciès du Cambrien et la mise en évidence de certains niveaux repères caractéristiques (*cf.* log synthétique en marge de la carte). La mise en évidence au niveau de l'Unité de Placy-Montaigu de formations, non pas dévoniennes (ainsi qu'il est figuré sur la feuille à 1/80 000 Coutances), mais bien cambriennes (et, à tout point de vue, similaires à celles décrites dans l'environnement immédiat), constitue l'un des résultats majeurs de cette cartographie.

Ces levés ont également permis de mettre en évidence, au sein de ce synclinorium, deux unités synclinales bien distinctes : l'une à l'Est, orientée NW-SE, l'autre à l'Ouest, orientée NE-SW. La différenciation de ces deux unités a permis, en intégrant les données structurales relevées, d'élucider en grande partie le problème posé par la virgation du synclinorium de la Zone bocaine. Cette virgation semble maintenant, à la lumière des différentes observations réalisées, pouvoir être interprétée comme résultant de la combinaison de plusieurs phénomènes : d'une part, une paléogéographie en « arc » induite par le môle granitique de Vire-Athis, conditionnant le dépôt des formations paléozoïques ; d'autre part, un plissement de ces formations auquel se surajoutent le jeu des accidents varisques ainsi que le rejeu (varisque) des grands accidents cadomiens. Le rejeu de ces derniers accentue la forme arquée de cette structure de la Zone bocaine.

Concernant le Briovérien, la cartographie réalisée sur cette zone a permis d'individualiser et de structurer les différents faciès pétrographiques déjà distinguer sur la feuille Balleroy, d'en préciser l'extension et de découvrir de nouveaux horizons de phtanite et de conglomérat. Ces observations ont conduit à distinguer deux ensembles briovériens : un ensemble phtanitique ou inférieur, géographiquement localisé au Nord d'une ligne passant par Condé-sur-Vire - Lamberville - Sallen et correspondant à la Formation de

Saint-Lô, et un ensemble post-phtanitique ou supérieur, situé au Sud de cette dernière et correspondant à la formation de Granville. Cette cartographie a également permis de préciser, sur cette zone, la fermeture sud de la structure « synclinale » (b2) cartographiée sur la feuille Balleroy.

Les connaissances sur les relations existant entre ces deux ensembles, inférieur et supérieur, ont été affinées en mettant notamment l'accent, au niveau du contact, sur l'existence d'une importante discontinuité sédimentaire marquée par l'apparition de conglomérats, et sur l'absence de discontinuité tectonique majeure au contact de ces deux ensembles.

De nouveaux affleurements, très ponctuels, de roches volcaniques, de filons doléritiques et de granitoïdes ont été observés.

L'extension et la répartition des formations superficielles quaternaires (alluvions, lèss et formations périglaciaires), importantes au plan économique (agriculture, environnement et aménagement du territoire), ont également été précisées.

Sur le plan métamorphique et structural, les différents gradients de métamorphisme ainsi que les différentes phases de plissement affectant le Protérozoïque et le Paléozoïque ont pu être examinés et individualisés.

Au sein du Briovérien, le résultat majeur est la mise en évidence d'une phase cadomienne plicative majeure P1, tardive, affectant simultanément les deux unités inférieure et supérieure, d'intensité plus marquée dans le Briovérien inférieur et s'atténuant dans la partie supérieure (Briovérien supérieur). Toutefois, la présence de filonnets quartzeux repris dans les plis P1 permet d'envisager une phase cassante anté-P1.

Au niveau du Paléozoïque, les déformations hercyniennes se marquent par une phase plicative responsable de la formation de plis d'axe N110° à N120°, pratiquement insensible dans le Briovérien, en dehors des zones de contacts, et affectant principalement la partie orientale du Paléozoïque. Les déformations cassantes sont, en revanche, très importantes et affectent l'ensemble des terrains protérozoïques et paléozoïques. Elles se marquent, notamment, par la présence de grands accidents chevauchants N90° à N120° engendrant, au niveau du flanc nord du synclinorium, le chevauchement vers le Sud des formations briovériennes sur celles du Paléozoïque ; elles sont également à l'origine des nombreuses écailles tectoniques visibles à l'Est, notamment, dans la région de Jurques. De grandes failles décrochantes subméridiennes, synchrones à postérieures à cette phase chevauchante, affectent l'ensemble de ces terrains, engendrant, en particulier au niveau de la bordure nord, toute une série de décalages.

Enfin, ces travaux font également clairement ressortir l'existence de grands accidents N55° à N70° tels que celui de Granville (passant au niveau de Condé-sur-Vire, marqué par une importante déformation des roches et jalonné par une série de petits massifs intrusifs), mais également au niveau même du synclinorium de la Zone bocaine entre Guilberville et Saint-Martin-des-Besaces. Le rejeu, au cours de la phase hercynienne, de ces accidents majeurs, d'âge cadomien probable, a fortement influencé la structuration de ce synclinorium de la Zone bocaine.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Formations sédimentaires

Généralités

Le terme « Briovérien » (du nom latin de Saint-Lô : Briovéra) a été introduit en 1899 par C. Barrois. Il est attribué à l'ensemble des terrains azoïques sous-jacents à la discordance des premiers sédiments paléozoïques datés. En Normandie, le Briovérien, antérieur aux sédiments datés du Cambrien inférieur, est d'âge protérozoïque supérieur. Il est affecté par le tectono-métamorphisme et les intrusions magmatiques liés à l'orogénèse cadomienne.

Les formations présentes sur la feuille Torigni-sur-Vire font partie du domaine nord-mancellien et appartiennent au Protérozoïque supérieur. Elles apparaissent ici, au niveau de cette partie du synclinorium de la Zone bocaine, clairement situées sous la discordance du Cambrien basai conglomératique. Elles renferment des horizons caractéristiques tels que les phtanites, caractéristiques du Briovérien inférieur (ou phtanitique), mais également des niveaux terrigènes à éléments de phtanite remaniés (grauwackes et conglomérats), représentatifs du Briovérien supérieur (ou post-phtanitique). Ces derniers, issus de la destruction de la Chaîne cadomienne interne (dont la surrection se situe vers 570-580 Ma ; Guerrot et *al.*, 1989), se mettent en place dans un vaste bassin, le bassin mancellien (ou domaine cadomien externe).

Les différentes études radiochronologiques réalisées au cours de ces vingt dernières années ont permis de fixer, pour cette série briovérienne, une limite inférieure à 656 ± 5 Ma (datation U/Pb d'un galet orthogneissique du conglomérat de Cesson, baie de Saint-Brieuc ; base présumée du Briovérien ; Guerrot et *ai.*, 1989), et une limite supérieure à 540 ± 10 Ma (date de la mise en place des intrusions cadomiennes de la Mancellia et du métamorphisme des terrains briovériens encaissants ;

Pasteels et Doré, 1982 ; méthode U/Pb). La limite entre les deux ensembles briovériens, inférieur et supérieur, est fixée par l'âge de la tonalite de Coutances (584 ± 4 Ma ; Guerrot et *al.*, 1989), laquelle métamorphose certains niveaux du groupe inférieur.

La stratigraphie du Briovérien s'articule maintenant couramment autour de deux ensembles (Cogné, 1962 ; Le Corre, 1977) : un Briovérien inférieur ou phtanitique, constitué à la base de volcanites tholéitiques, de formations volcano-sédimentaires et sédimentaires (tels que les schistes de Saint-Lô à bancs de phtanite) et un Briovérien supérieur ou post-phtanitique, à caractère détritique terrigène marqué par la présence d'éléments remaniés du Briovérien inférieur, et en particulier de phtanite. La limite lithologique entre ces deux ensembles - longtemps restée imprécise et souvent marquée par des contacts tectoniques - apparaît en fait, à la vue des observations réalisées sur les feuilles Balleroy et Torigni-sur-Vire, correspondre à une discontinuité sédimentaire majeure marquée par la mise en place de faciès conglomératiques à galets de roches volcaniques, plutoniques et phtanitiques. Bien que la faille de Granville se superpose localement, entre Condé-sur-Vire et Lamberville, à la limite Briovérien inférieur - Briovérien supérieur, aucune discontinuité structurale ni contact faillé majeurs continus n'ont été mis en évidence au niveau de ce passage.

En dehors de la présence de phtanite et de conglomérat à éléments de phtanite, les différences entre le terme inférieur et le terme supérieur du Briovérien apparaissent minimes dans la mesure où l'origine et la nature des matériaux détritiques ayant contribué à la formation des différents faciès pétrographiques sont très proches (voir plus loin).

Au niveau de la structuration régionale, les observations réalisées lors du lever de cette feuille à 1/50 000 font clairement ressortir une structuration NE-SW de cette partie du domaine briovérien, identique à celle reconnue régionalement (feuilles Balleroy et Saint-Lô, au Nord ; Vire, Mortain et Landivy, au Sud).

Briovérien phtanitique (660-585 Ma) : Formation de Saint-Lô

Le Briovérien phtanitique (ou inférieur) est représenté par une puissante série sédimentaire composée d'une alternance de niveaux de siltite, siltite ardoisière, argilite, grès fin, grauwacke, au sein de laquelle s'individualisent des horizons de phtanite. L'ensemble de ces terrains constitue la Formation de Saint-Lô. Toutes ces roches sont fortement déformées, affectées par une schistosité de flux, bien marquée au niveau des faciès fins, associée à une phase de plis très redressés, en apparence très serrés et isoclinaux.

Cet ensemble phtanitique, réputé monotone, peut être subdivisé en trois niveaux pétrographiques bien distincts, suffisamment puissants pour être individualisés à l'échelle cartographique :

- des horizons à dominante de siltite - siltite ardoisière - argilite, à veinules de quartz (b1S) ;
- des niveaux massifs de grès tufacé et grès fin, à veinules de quartz (b1G) ;
- des bancs de phtanite (b1Ph).

b1S. Siltites, siltites ardoisières et argilites, lustrées, à veinules de quartz. Les siltites sont très largement dominantes. Elles constituent, dans la partie nord-ouest de la feuille, une bande orientée N70°- N80°E, d'environ 7 km de large pour 20 km de long, se prolongeant au Nord-Est sur la feuille Balleroy (Vernhet et *al.*, 1999). Au sein de cette formation silteuse massive s'individualisent des horizons de phtanite et de grès tufacé.

D'aspect fréquemment lustré, ces roches sont de couleur sombre, noire, gris sombre à vert sombre, à grain fin et à débit schisteux en plaquettes. Elles présentent un caractère ardoisier plus ou moins prononcé selon les secteurs, notamment sur les communes de Baudre, Sainte-Suzanne-sur-Vire, Saint-Jean-des-Baisants et Rouxeville. Elles peuvent apparaître rubanées, constituées d'une alternance de niveaux silteux et argileux, centimétriques à décimétriques, renfermant quelques lits plus gréseux, millimétriques à centimétriques. Les passées silteuses sont essentiellement composées de phyllites (illite et chlorite verte) et de quartz, avec quelques éléments détritiques plus grossiers individualisés et dispersés, majoritairement anguleux et monocristallins, constitués principalement de quartz et de plagioclase.

Quelques plages trapues et isolées de chlorite verte, de la tourmaline verte détritique, du zircon et de fines lamelles de muscovite détritique, viennent compléter la composition minéralogique de ces roches. Les argilites sont dépourvues d'éléments détritiques grossiers et sont constituées d'une fine trame phylliteuse, riche en particules opaques, notamment en sulfures et oxydes de fer (responsables de la teinte brune de la roche à l'altération), mais également en minéraux en baguettes (rutile probable). La minéralogie de ces faciès reste globalement constante, alors que la granulométrie apparaît variable aussi bien latéralement que verticalement. Les lits silteux peuvent apparaître étroitement imbriqués avec les lits argileux, conférant à la roche un aspect straticulé caractéristique.

De fines intercalations gréseuses peuvent y être distinguées, soulignées par un contact avec les siltites en général bien tranché, souvent irrégulier, évoquant, dans ces faciès très déformés, la présence de figures sédimentaires de type litage oblique. Ces niveaux gréseux sont accessoires au sein de ces horizons massifs de siltite, et de puissance trop restreinte pour être individualisés cartographiquement.

La notation b1S, utilisée ici, rend compte d'une nette dominance du pôle silteux, sans pour autant exclure la présence de grauwackes dans ces horizons d'intercalations réduites.

Ces formations sont affectées par une schistosité de flux S1 très nette, en particulier dans les niveaux très phylliteux, soulignée par une orientation des minéraux phylliteux (illite-chlorite) et par l'alignement des particules opaques. Dans la majorité des cas, cette schistosité est sub-parallèle à parallèle au plan de stratification S0 (notamment défini par les alternances siltites - grauwackes) ; elle est à l'origine du débit sub-ardoisier visible par endroits. Elle apparaît localement, au voisinage de zones fortement faillées (faille de Granville), affectée par une schistosité de crénulation, « microplissant » à son passage la S1-S0 et réorientant de façon mécanique les phyllites. Aucune néoformation minérale n'apparaît clairement marquée. Ces faciès sont régulièrement recoupés par des petits filonnets de quartz de différentes générations dont certains clairement anté-S1, d'autres syn- à post-S1.

b1G. Grès tufacés et grès fins, à veinules de quartz. Ces différents faciès observés sur le terrain ont été regroupés sous la même notation b1G, les conditions d'affleurement ne permettant pas de suivre en continu les différents faciès, lesquels paraissent être étroitement imbriqués (passages latéraux de faciès) au plan cartographique. De même que précédemment, la notation b1G, utilisée ici, caractérise une nette prédominance des termes gréseux, mais n'exclut en aucun cas la présence de fines intercalations de siltites qui sont cependant trop réduites pour être représentées à l'échelle utilisée.

Les niveaux de grès tufacés (faciès type « Grès de Rampan » ; anciennement incorporés à l'étage X2b de M.-J. Graindor, 1957) sont largement dominants sur les grès fins, et apparaissent en bandes étroites intercalées dans les siltites dans les régions de Saint-Lô - Baudre (à l'Ouest) et Sallen (à l'Est), ou en bancs massifs, notamment au Sud entre Condé-sur-Vire et Précorbin (bande de 10 km de long pour 1 km de large) et au Nord-Est au niveau de Cormolain. Ces faciès sont à tous points de vue identiques à ceux exploités au Nord dans la carrière de Vaubadon (feuille Balleroy ; Vernhet et *al.*, 1999).

Les grès fins se distribuent préférentiellement entre Baudre et Notre-Dame-d'Elle où ils constituent, associés aux grès tufacés, de fines bandes intercalées dans les siltites. Ils sont également observables dans le secteur de Cormolain. Ces faciès sont caractérisés par la finesse de leur grain, proche de celui des siltites, ce qui peut prêter à confusion. Les grès tufacés et grès fins constituent une série de bandes parallèles alternant avec les niveaux silteux noirs sub-ardoisiers, et à pendages en général fortement redressés (70° à 75°), pentes vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest. Le caractère répétitif de ces

formations, tel qu'il est visible dans le quart nord-ouest et au Nord de la feuille, peut être interprété soit comme étant d'origine sédimentaire, soit comme traduisant l'existence d'une phase de déformation à plis serrés, orientés cartographiquement N70° à N90°E. Ces grès tufacés font l'objet actuellement, à Précorbin, d'une importante exploitation en carrière pour granulats.

Ces roches sont massives, à grain moyen à grossier, à débit très frustré, gris sombre à gris verdâtre à l'état sain, brunâtres et pulvérulentes à l'état altéré. Elles présentent un aspect altéré très caractéristique, piqueté de fines ponctuations millimétriques étirées blanches, correspondant à des plages de feldspath altéré. Ce sont des wackes lithiques composées de débris non classés et hétérométriques monocristallins et lithiques pris dans une matrice quartzo-phylliteuse hétérogène. Les éléments monocristallins sont composés de quartz, en plages en majorité très anguleuses, lancéolées ou en échardes, parfois à golfe de corrosion, et de plagioclase (dominante albite), en grains anguleux à émoussés, plus ou moins altérés. Quelques plages résiduelles complètement altérées (feldspath potassique ?), ainsi que quelques éléments de microcline, peuvent occasionnellement être observées. Le zircon, la tourmaline verte, la muscovite en grandes plages détritiques et les minéraux opaques complètent la paragenèse de ces grès. Les éléments lithiques sont anguleux à subsphériques et proviennent du démantèlement de formations d'origines volcanique et sédimentaire. Ils sont essentiellement composés de quartzite, microquartzite limpide ou à fines paillettes phylliteuses, roche plagioclasique microgrenue à plagioclases en lattes enchevêtrées et altérées, fragments de roches volcaniques, de siltites et argilites. Le ciment est abondant, finement cristallisé à quartz, plagioclases et phyllites (illite-chlorite) et très hétérogène (individualisation de passées quartzzeuses et phylliteuses). Ces liserés phylliteux contournent et englobent les clastes, conférant localement à la roche un caractère œillé. Les proportions en quartz et phyllites sont variables (grès à ciment phylliteux ou grès à ciment quartzeux), le quartz apparaissant cependant dominant. Ces grès présentent, par endroits, notamment au voisinage des phtanites, une teinte verte prononcée liée à une forte proportion de chlorite dans le ciment. La schistosité S1, frustré dans ces niveaux, est soulignée par l'alignement des phyllites et des particules opaques. Les éléments détritiques font fréquemment l'objet d'une amorce de rotation, matérialisée dans les zones d'ombre par des queues de recristallisations essentiellement quartzzeuses. Les grès fins constituent simplement une variante granulométrique des grès tufacés. Ces roches sont fréquemment recoupées par des petits filonnets de quartz de génération et composition variables, précoces (anté-S1), syn-S1 ou tardifs, et liés au fonctionnement des grands accidents tel que celui de Granville. Que ce soit les siltites (b1S) ou les grès (b1G), ces formations apparaissent dans l'environnement immédiat de la faille de Granville, régulièrement affectées par des filonnets tardifs à quartz, chlorite, carbonates (faciès hydrothermalisés).

b1Ph. Phtanites. Ces roches silico-carbonées, connues aussi bien en Bretagne (formation de Lamballe) qu'en Normandie (régions de Coutances, Saint-Lô et Balleroy), constituent un excellent horizon repère permettant d'attribuer aux formations encaissantes un âge briovérien inférieur (Briovérien inférieur ou phtanitique). Quelques traces d'organismes, notamment des cyanobactéries (*Bavlinella faveolata* et *Palaeocryptidium cayeuxi*), y ont été décrites. Bien que n'ayant aucune valeur stratigraphique, ces organismes de quelques microns (Mansuy, 1983) témoignent du développement de la vie au Briovérien.

L'âge du dépôt de ces formations à phtanites interstratifiés n'a été défini qu'à partir d'arguments indirects ; il est estimé en Bretagne entre 615 et 585 Ma (Chantraine et *al.*, 1988 ; Dabard, 1997).

Sur la feuille Torigni-sur-Vire, les phtanites sont localisées dans la partie nord-ouest de la carte, où elles constituent, entre Saint-Lô - Saint-Pierre-de-Semilly et Saint-Germain-d'Elle, une série de bandes étroites alignées globalement selon une direction NE-SW sur plus d'une dizaine de kilomètres ; elles se poursuivent au Nord sur la feuille Balleroy. Ces phtanites n'apparaissent que rarement à l'affleurement (entre la D 972 et La Barre-de-Semilly) et s'observent essentiellement sous la forme d'accumulations de blocs décimétriques à pluridécimétriques (50 cm et pouvant atteindre localement le mètre cube) dans les labours, dont l'alignement permet de resituer cartographiquement les bancs. Quelques blocs épars peuvent également être observés. Les plus fortes concentrations se situent entre Saint-Lô et Saint-Pierre-de-Semilly.

Ces horizons siliceux, intercalés dans la série sédimentaire, se disposent parallèlement aux horizons de grès (b1G) et de siltites (b1S) et suivent en particulier la courbure s'amorçant aux environs de Saint-Lô. Leur origine sédimentaire paraît, par conséquent, logique. Ces niveaux sont plus ou moins continus, lenticulaires, dilacérés, d'extension pouvant varier entre quelques centaines de mètres et quelques kilomètres. Leur puissance reste difficile à déterminer, mais ne semble pas excéder 2 à 3 m. La médiocrité des conditions d'observation, l'intense plissement de cette série, et le caractère répétitif de ces niveaux ne permettent pas, dans l'état actuel des observations, de conclure avec certitude à l'existence d'un horizon unique laminé et répété tectoniquement, ou de plusieurs bancs superposés. Les observations réalisées sur cette zone permettent tout au plus d'envisager la présence d'au moins deux bancs majeurs, encadrés, comme cela est visible au niveau de La Barre-de-Semilly, par plusieurs petits niveaux centimétriques à décimétriques. Concernant le contexte de sédimentation, contrairement à ce qui a été observé plus au Nord dans la région du Molay-Littry (feuille Balleroy ; Vernhet et *al.*, 1999), ces phtanites apparaissent ici localisés dans un environnement purement silteux.

Ces roches sont très dures, noires, à cassure conchoïdale, fortement déformées, bréchifiées et lardées d'une multitude de petites veinules millimétriques de quartz, microplissées, blanches à rosées. Le contact avec la roche encaissante est franc, sans transition apparente. Essentiellement constituées de quartz micro- à cryptocristallin (jusqu'à 97 % : analyses sur les phtanites de La Lande-des-Vardes ; Graindor, 1957), elles se marquent par la présence de nombreux granules noirs, opaques, à l'origine de leur teinte. Ces derniers sont le plus souvent concentrés en fines traînées noires conférant à la roche un aspect lité franc (alternance de niveaux noirs et de niveaux plus clairs, gris). De fines paillettes de phyllites (illite-séricite) sont également observables ponctuellement, isolées ou en petits liserés associés aux passées riches en particules opaques. Quelques cristaux de pyrite peuvent également être distingués. Ce minéral est probablement d'origine sédimentaire ou diagénétique (Dabard, 1997). Cette description caractérise le faciès de référence de ces phtanites, lequel se distingue, en microscopie, très clairement des faciès quartzitique et microquartzitique « limpides » visibles à l'état fragmentaire dans les grauwackes du Briovérien post-phtanitique. Le caractère bréchiq ue de ces roches est nettement marqué et se traduit microscopiquement par l'observation d'éléments de phtanites noirs lités anguleux et microcristallins, cimentés par du quartz limpide, en plages engrenées à granulométrie plus grossière et dépourvues de pigmentation noire. Cette bréchification est considérée, dans la majorité des cas, comme étant synsédimentaire (Dabard, 1997). Ces brèches sont également recoupées par des veinules de quartz limpide associées à une phase de fracturation post-bréchification et silicification. Accessoirement, de la calcédoine en fibres rayonnantes peut s'observer en remplissage de veinules au contact d'éléments phtanitiques.

Concernant la composition des granules opaques, les études réalisées par M.-P. Dabard (1997) ont permis d'en préciser en partie la nature et l'origine, notamment au niveau de la matière organique (tabl. 1). La présence de graphite a notamment pu être identifiée, alors que des dosages de carbone organique ont permis de déceler dans ces roches des teneurs comprises entre 0,17 % et 0,50 %, inférieures à celles dosées sur un échantillon de schistes encaissants.

N° éch.	N2	N13	Lab87	Lab90	Lab91	Lab135a	Lab48
% C organique	0,17	0,51	0,34	0,50	0,38	0,18	1,53

Tabl. 1 - Dosages de carbone organique dans des phtanites des formations de Saint-Lô (N) et de Lamballe (Lab) ; comparaison avec la concentration dans un schiste briovérien encaissant (Lab48) (Dabard, 1997)

Les études portant sur la caractérisation des différents constituants de cette matière organique et la détermination de son origine ont fait ressortir, pour celle-ci, un degré de maturité tel qu'il empêche toute caractérisation organique. En l'absence d'informations directes sur sa composition, son origine n'a pu être envisagée qu'à partir des observations faites sur les micro-organismes contenus dans ces roches et, notamment, par les descriptions de C. Mansuy (1983). Pour M.-P. Dabard, ces granulations polymorphes dispersées dans les phtanites correspondraient à ces globules, entiers ou fragmentés, issus de la dégradation de la matière organique originellement contenue dans les cellules des cyanobactéries.

La mise en place de ces niveaux siliceux reste encore, à l'heure actuelle, controversée, mais pourrait, selon L. Dupret (1997 ; feuille Saint-Lô,) trouver son origine (précipitation siliceuse) dans le fonctionnement de l'arc volcanique de Montsurvent. Selon M.-P. Dabard (1997), les phtanites localisées dans le segment armoricain de la Chaîne cadomienne sont synchrones des premières manifestations effusives associées au fonctionnement de la subduction nord-armoricaine. Les sédiments issus du démantèlement du magmatisme d'arc se mettent en place dans un environnement peu profond, sporadiquement émergé, situé entre un littoral à tapis alguaire et une zone d' « offshore » supérieur où la dynamique des dépôts est contrôlée par l'action des tempêtes. Ces niveaux siliceux résultent de processus diagenétiques de silicification, sous conditions de pH et Eh induites par la dégradation de la matière organique et par les circulations d'eaux vadoses, l'influence de phénomènes hydrothermaux étant très limitée.

Briovérien post phtanitique (585-540 Ma) : Formation de Granville

Le Briovérien post-phtanitique (ou supérieur) est composé de siltites, siltites ardoisières, argilites, grauwackes et grès fins. Cet ensemble est caractérisé, dans sa partie basale, par l'apparition de faciès conglomératiques en contexte grauwackeux, reprenant les niveaux inférieurs sous-jacents, notamment les phtanites, et reposant sur les siltites b1S. Ces conglomérats sont surmontés de siltites (b2S). La présence de ces éléments de phtanite remanié dans les conglomérats mais également dans les grauwackes est à l'origine de la définition de l'ensemble briovérien post-phtanitique. L'apparition de ces faciès conglomératiques marque clairement une modification brutale dans le régime des apports. Cette discontinuité sédimentaire est probablement liée à un événement majeur affectant la bordure de cette partie du bassin briovérien.

Sur cette zone, les formations du Briovérien supérieur sont globalement localisée au Sud d'une ligne Condé-sur-Vire - Lamberville - Salen, et s'étendent vers le Sud jusqu'au synclinal paléozoïque de la Zone bocaine.

La terminaison d'une petite structure synforme, relevée sur Balleroy, est cartographiée au Nord de Saint-Germain-d'Elle. Les formations b1 et b2 sont en apparence concordantes, orientées globalement N65° à N75°E et à pendages redressés. Elles sont affectées par une même phase de plissement à plis serrés, matérialisée dans cette région par une répétition des niveaux conglomératiques (b2Cg) et des bancs lenticulaires de phanite (b1Ph).

Ces formations (b2) s'organisent globalement autour de deux pôles, très nettement individualisés dans cette zone :

- un pôle à nette dominante silto-argilitique dénommé b2S, susceptible de renfermer des intercalations grauwackeuses (trop réduites pour être figurées) ;
- un pôle à nette dominante grauwackeuse dénommé b2G, largement majoritaire sur cette feuille, au sein duquel s'individualisent des formations micro-conglomératiques à conglomératiques b2Cg situées à la base de la série, mais également des passées à granulométrie plus fines. Ces faciès peuvent également être interrompus par de fines passées silteuses non « cartographiables ».

L'organisation verticale de ces différentes formations reste très aléatoire en raison de l'absence, en dehors des conglomérats, de véritables niveaux « repères », de la rareté des éléments structuraux (plans de stratification peu nombreux, plans de schistosité inexistant) et du caractère répétitif de ces horizons (lié à une phase de déformation à plis serrés). Les faciès conglomératiques paraissent clairement appartenir à la partie basale de cet ensemble briovérien supérieur, constituée par un horizon massif de grauwackes grossières à fines (b2G). Par rapport au Briovérien inférieur sous-jacent, cet épisode détritique grossier fait suite à une phase de sédimentation fine caractérisée par des siltites ardoisières et argilites (b1S) microplissées à veinules de quartz. Ce faciès grés-conglomératique apparaît surmonté par un horizon massif silto-argilitique de type b2S à caractère ardoisier plus ou moins marqué selon les zones.

b2Cg. Microconglomérats et conglomérats. Les faciès microconglomératiques à conglomératiques jalonnent en grande partie la bordure nord du domaine briovérien supérieur, à proximité immédiate du contact avec le Briovérien inférieur. Présents sous la forme de niveaux lenticulaires et dispersés dans la partie ouest, ils constituent à l'Est, dans la région de Caumont-l'Éventé, Livry et Briquessart des bancs massifs s'épandant sur 200 m de large, alignés en direction N60°E sur plus de 8 km de long, et se poursuivant vers l'Est au-delà de Saint-Germain-d'Ectot (feuille Villers-Bocage, en cours). Ces faciès sont également représentés dans la partie nord de la feuille, au Nord de Saint-Germain-d'Elle.

Leur puissance reste difficile à estimer, en apparence très variable : de quelques dizaines de centimètres à 2-3 m à l'Ouest, au niveau des faciès lenticulaires, à quelques mètres à l'Est, au niveau de Caumont-l'Éventé et Livry.

Ces horizons constituent un excellent niveau repère, présent au Nord sur la feuille Balleroy, et que l'on retrouve également plus à l'Est sur la feuille Villers-Bocage, et à l'Ouest sur les feuilles Saint-Lô, Coutances, Granville et Avranches. Ils correspondent sans aucun doute à un événement majeur dans l'histoire sédimentaire du Briovérien. Ils n'apparaissent en général dans les champs qu'à l'état d'épandages de galets, notamment de phtanite. Quelques affleurements remarquables ont pu être relevés, notamment au niveau de la décharge industrielle d'ordures ménagères de Livry, au Nord-Ouest de Torigni-sur-Vire à proximité du pont de la RN 174 sur le ruisseau de Précorbin, au Nord de Saint-Amand sur le chemin menant à la ferme de La Harداignière et au Nord de Saint-Germain-d'Elle au niveau d'une petite carrière située près du Carrefour Potioux.

Connus sur le plan régional sous différentes appellations telles que « schistes à galets », « tillites » ou « diamictites », ces conglomerats sont constitués de galets centimétriques à pluridécimétriques, atteignant localement jusqu'à 40 cm, noyés dans un ciment très abondant, en majorité grauwakeux, gris à vert. Dans la partie est (Livry - Caumont-l'Éventé), ces faciès apparaissent dans le détail composés d'une succession de niveaux conglomeratiques décimétriques à métriques à matrice grauwakeuse alternant avec des passées de grauwackes, de siltites, d'argilites et de « schistes à galets » où les galets sont dispersés dans un ciment silteux.

Les galets sont mal classés, arrondis à lenticulaires, plus ou moins aplatis, subjointifs ou dispersés dans la matrice, de nature sédimentaire, volcanique et plutonique. Les éléments de roches volcaniques sont abondants. On distingue notamment des galets :

- d'une roche grenue, très altérée, constituée d'une mosaïque de cristaux engrenés de quartz, plagioclases, feldspath potassique, biotite chloritisée, reliquat de hornblende, muscovite ; on observe, localement, un fort développement de bourgeons myrmékinitiques avec tendance vers une structure graphique ; cette roche est assimilable à la diorite de Coutances ;
- de roche grenue à microgrenue à texture doléritique, constituée de plagioclases en lattes enchevêtrées ;
- de pyroclastite à fond finement cristallisé à quartz, phyllites, probablement zéolite, renfermant des phénoblastes de plagioclase (en majorité) dont certains en échardes ;
- de lave à texture sphérolitique (rhyolite, ignimbrite), constituée de nombreux sphérolites de quartz en fibres rayonnantes, grisâtres et plus ou moins alignés, bordés de quartz et de plagioclases, avec présence de petites plages interstitielles de carbonates et probablement de zéolites ;
- de lave à fond très finement cristallisé à quartz et plagioclase en plages engrenées, renfermant des globules de quartz volcanique (1 à 1,5 mm) aux formes bien arrondies, sphériques, avec localement golfes de corrosion, ainsi que des porphyroblastes de plagioclase ;

- de phtanite *s.s.*, riche en matière charbonneuse, sous son faciès bréchiue caractéristique et lardé de veinules de quartz ;
- de grauwacke fine à grossière, de siltite, de quartzite et de microquartzite limpide, ce dernier localement à rares fantômes de phénocristaux de feldspath complètement séricitisés.

La matrice, majoritairement grauwackeuse, est en général très développée, constituée de grains détritiques très immatures, anguleux, monocristallins (quartz, certains à caractère rhyolitique, plagioclase, zircon, tourmaline muscovite) et lithiques (compositions identiques à celles des galets). Le ciment de ces grauwackes est quartzo-phylliteux à quartz finement cristallisé associé à des phyllites (séricite-chlorite).

Ces faciès conglomératiques apparaissent en général fortement déformés, fréquemment recoupés par des filonnets de quartz ou quartz + carbonates, découpant et décalant les galets, et affectés par une schistosité matérialisée par l'alignement des phyllites et disposée parallèlement à l'allongement des galets. Cette schistosité (S1 probable) apparaît très localement en contexte faillé, reprise par une schistosité très frustrée et très discrète ondulante la S1. L'angle entre ces deux schistosités est de l'ordre de 30°.

b2G. Grauwackes et grès fins. L'attribution de ces grauwackes au Briovérien post-phtanitique est principalement basée sur la présence d'éléments phtanitiques remaniés du Briovérien inférieur. Si la présence de ces éléments est nette dans les conglomérats, elle apparaît cependant de plus en plus discrète dans les faciès grauwackeux au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le Sud, c'est-à-dire des zones à phtanite. L'absence de phtanites remaniées dans certains horizons grauwackeux doit, par conséquent, être interprétée avec la plus grande circonspection. Ces faciès constituent, au niveau du Briovérien supérieur de la feuille Torigni-sur-Vire, le terme dominant de cette série, formant, depuis Tessay-sur-Vire à l'Ouest jusqu'à Jurques à l'Est, une bande d'environ 8 km de large, étirée sur environ 25 km de long selon une direction moyenne N65°E avec des pendages en général redressés.

Cette formation grauwackeuse est sujette à des variations granulométriques et renferme de fines intercalations silteuses. Sa puissance reste délicate à définir en raison des replis tectoniques affectant la région, de l'ordre de quelques centaines de mètres.

Ces roches terrigènes sont de couleur grise à verte à l'affleurement, souvent, à l'état désagrégé et pulvérulent, gris sombre. Ce sont des wackes lithiques à granulométrie variable (fine à grossière) composées de débris monocristallins dominants et d'éléments lithiques. Ces éléments sont en majorité anguleux, non classés, hétérométriques, et dispersés dans une

matrice silto-argileuse à quartzreuse (localement) très développée. Les grains monocristallins sont composés de quartz (atteignant jusqu'à 1 mm), en plages anguleuses, lancéolées, en échardes ou subsphériques, parfois à caractère volcanique net, et de plagioclase, en plages anguleuses à arrondies, parfois trapus et subautomorphes, plus ou moins séricitisés. On y observe également quelques grains de quartz + plagioclases, de quartz polycristallin (peu), du zircon, de la tourmaline verte, détritique, de rares plages détritiques de microcline et de biotite (cette dernière étant très altérée), de grandes lamelles déformées de muscovite détritique et de fréquents minéraux opaques. Les éléments lithiques sont plus grossiers, plus usés, de forme ovoïde, et représentés par des fragments de quartzite + microquartzite limpide, parfois micacés, de siltite + argilite et de roches volcaniques et, probablement, plutoniques. On y distingue notamment des fragments de roches microgrenues à plagioclase, en lattes enchevêtrées, et de laves à pâte vitreuse et à phénocristaux de plagioclase. Quelques éléments de phtanite remaniés peuvent y être distingués, en particulier dans les faciès situés à proximité des niveaux conglomératiques. Ces différents constituants sont pris dans un ciment quartzo-phylliteux, plus ou moins abondant selon les horizons, mais évoluant préférentiellement, à la différence des faciès grauwakeux du Briovérien inférieur, vers un pôle plus phylliteux (séricite et chlorite). Une schistosité S1, nettement plus fruste que dans les faciès silteux, sub-parallèle au plan S0, peut être identifiée par l'alignement des phyllites. Une seconde schistosité S2, « crénulant » la S1 et « microplissant » les phyllites, peut être distinguée dans les zones fortement faillées.

b2S. Siltites, siltites ardoisières et argilites. Ces roches sont prédominantes et massives dans la partie nord-est de la carte, autour de Caumont-l'Eventé, Sept-Vents et Cahagnes, où elles furent autrefois exploitées pour leur qualité ardoisière (musée des ardoisières de Caumont-l'Eventé). Ce caractère ardoisier est probablement accentué par des phénomènes de déformation plus intenses dans cette zone. Elles apparaissent, sur le restant de la zone, sous la forme de niveaux lenticulaires d'ordre kilométrique, orientés en moyenne N75°E, et intercalés au sein d'une série à nette dominante grauwakeuse (Tessy-sur-Vire, Saint-Amand, Jurques).

Ces horizons sont affectés par une phase de déformation à plis serrés, orientés cartographiquement N70° à N90°E. Ces roches, de teinte grise à verdâtre, noire à bleutée pour les siltites ardoisières, constituent des petits bancs de puissance millimétrique à plurimétrique, organisés en alternances rythmiques plus ou moins bien granoclassées, montrant un rubanement dû à une alternance siltites - argilites ou à une simple variation granulométrique au sein des siltites. Les siltites sont dominantes sur les argilites, ces deux faciès se montrant, cependant, en général, étroitement imbriqués et présentant localement des traces de figures sédimentaires de type « litage oblique » ou

de type entrecroisé. Elles sont localement interrompues par de fines intercalations grauwackeuses, avec des limites siltites - grauwackes en général bien tranchées, souvent irrégulières, en liaison avec des figures sédimentaires de courants (« flute cast ») et/ou de charges (« load cast »). Un granoclassement vertical des éléments, plus ou moins bien exprimé selon l'échelle d'observation (centimétrique pour les siltites et pluridécimétrique à métrique pour les grauwackes intercalées), peut être observé. Quelques niveaux d'argilites noires, constituées de matériel argilo-silteux, à matrice phylliteuse très fine, et riches en fines particules opaques, peuvent également être observés au sein de cette formation b2S. Ces siltites-argilites dominantes à intercalations grauwackeuses sont interprétées comme des dépôts de type turbidites (Garlan, 1985 ; cf. fig. 14) mis en place dans un bassin marin situé en bordure d'une zone tectoniquement instable, régulièrement alimentés par les matériaux accumulés en marge du bassin et remis en mouvement sous des effets d'instabilités gravitaires (courants de turbidité). La puissance de ces horizons apparaît très variable, de quelques mètres à quelques centaines de mètres (100 à 200 m?).

Le faciès ardoisier, présent au niveau de Caumont-l'Éventé, a été exploité pour la couverture locale des toitures et l'édification de murs d'habitation et de murets. La qualité de ces ardoises reste cependant très moyenne en raison, notamment, des nombreux plans de cassure induits, entre autres, par les rejeux des accidents cadomiens et les jeux des accidents varisques, très marqués dans ce secteur.

Ces roches sont à grain fin à très fin et se débitent en fines plaquettes. La matrice est finement cristallisée, orientée et constituée de phyllites (chlorite-séricite) et de quartz. Elle englobe de fins éléments détritiques de quartz monocristallin, de feldspath (plagioclase en majorité), quelques amas chloriteux, de rares grains de zircon, de la tourmaline verte en grain, des lamelles de muscovite détritique et de nombreux minéraux opaques. À l'état altéré, ces roches sont teintées en brun par les hydroxydes de fer. La granulométrie et la proportion en éléments détritiques sont très variables, conférant à certains horizons un aspect laminé, rubané, très caractéristique.

Les argilites sont essentiellement phylliteuses (séricite et chlorite) et riches en particules opaques. La présence de fines intercalations plus grossières, à tendance grauwackeuse, permet de visualiser la S0.

Ces deux faciès sont affectés par une schistosité de type flux, S1, matérialisée par un alignement des phyllites et des particules opaques sub-parallèles à parallèles aux plans de stratification S0 (en dehors des charnières de plis). Ces plans S0-S1 sont à l'origine du débit principal de la roche.

Conclusions sur les terrains sédimentaires briovériens

Les deux ensembles briovériens, définis sur cette zone, se situent dans la continuité de ceux précédemment étudiés plus au Nord et à l'Ouest sur les feuilles Balleroy et Saint-Lô. L'ensemble inférieur (b1), correspondant à la Formation de Saint-Lô, est principalement caractérisé par des intercalations de phtanite, alors que l'ensemble supérieur (b2) ou Formation de Granville se marque par la présence, en particulier dans les grauwackes, d'éléments de phtanite remanié, et l'existence, dans la partie basale, de faciès conglomératiques.

L'origine et la nature des matériaux détritiques ayant contribué à la formation de ces différents terrains (b1) et (b2) sont restés très proches au cours de cette période du Briovérien. Aucune hétérogénéité majeure n'a pu être distinguée, ainsi que le confirment les études minéralogiques, géochimiques et structurales réalisées par J. Chantraine et *al.* (1983) sur la Normandie et notamment sur cette région de la Basse-Normandie. Ces deux ensembles peuvent être assimilés à une série sédimentaire détritique immature, à héritage en partie volcanique, essentiellement constituée de quartz, albite, illite et chlorite. Comme dans le restant de la Normandie, elle se marque par des teneurs en bore caractéristiques d'un milieu de dépôt marin à salinité normale, et se singularise, comme en Bretagne centrale, par sa pauvreté en calcium, carbone organique et minéraux lourds (Chantraine et *al.*, 1983).

Quelques critères permettent cependant de les différencier :

- la présence de faciès remarquables tels que les phtanites et les grès tufacés « type Rampan », pour le Briovérien inférieur (b1), et les conglomérats et grauwackes à éléments remaniés de phtanite, pour l'ensemble supérieur (b2) ;
- les formations du Briovérien inférieur (b1), en particulier les siltites, apparaissent fréquemment lardées de filonnets et lentilles de quartz (quartz blanc filonien ou d'exsudation) que l'on retrouve en abondance à l'état de fragments dans les labours ;
- elles présentent également, en général, un caractère nettement plus lustré, une patine rouille marquée, une teinte en général plus sombre et un degré d'altération plus prononcé ; elles se montrent également fréquemment affectées par des microplis (échantillons en « pierres volantes »). Ce degré de déformation, plus intense dans les terrains (b1) avait également été souligné par J. Chantraine et *al.* (1982), lesquels signalaient une schistosité nettement plus développée (type 4 et 5) dans les terrains situés au Nord de Balleroy et au Sud de Cormolain ;
- les observations microscopiques font également ressortir, pour les faciès détritiques grossiers du Briovérien inférieur, une tendance plus quartzeuse des matrices et, en apparence dans certains niveaux, une proportion en clastes endogènes moindre.

Concernant les relations géométriques et le passage entre ces deux ensembles, aucune discontinuité structurale ni contact faillé majeurs n'ont été mis en évidence à l'échelle de la feuille, les couches (b1) et (b2) apparaissant concordantes et affectées par la même phase de plissement. La transition est d'ordre sédimentologique, marquée ici par le développement des faciès détritiques grossiers à conglomératiques. L'apparition brutale de ces conglomérats fait suite à une période de sédimentation détritique terrigène, en apparence relativement calme, en bordure de bassin, se terminant par la mise en place de faciès fins silteux, lustrés et ardoisiers (b1S). Cette décharge grossière (éléments atteignant 40 cm) traduit une rupture brutale importante dans le régime des apports, liée à un événement majeur touchant l'ensemble de la région. La nature de cet événement reste incertaine, mais peut correspondre à une phase d'instabilité tectonique au niveau de la bordure du bassin, éventuellement amplifiée par des phénomènes climatiques (fortes crues). Ces faciès conglomératiques, à galets dispersés dans une matrice grauwakeuse ou silteuse, sont assimilables à des dépôts de type « debris flow », mis en place sous l'effet de courant gravitaire de type turbiditique, dans un environnement sous-marin de pied de pente. On peut en effet penser que ces conglomérats sont simplement issus d'une remobilisation de matériel détritique grossier accumulé sur le talus continental et déposé au pied de ce même talus, plus précisément au niveau de canyons et chenaux entaillant sa base. Cette hypothèse rejoint celle émise par T. Garlan (1985) (fig. 14), lequel signale également, au niveau du site de la Sorière (Manche), une simple évolution stratigraphique entre les termes du Briovérien inférieur (b1) et le conglomérat du Briovérien supérieur (b2Cg).

Cette bordure conglomératique marque clairement la limite nord du bassin mancennien, proche du talus continental ou, tout du moins, de la zone d'alimentation ; les niveaux à phtanite interstratifiés n'étant ici distants que de quelques kilomètres. Les galets de roches grenues, mais également de laves acides à basiques, sont probablement issus du démantèlement de roches du massif de Coutances, décrites à une trentaine de kilomètres plus à l'Ouest (feuille Saint-Lô ; Dupret et *al.*, 1997). Toutefois, compte tenu de la structuration du Briovérien et de la distribution de ces faciès, il apparaît logique d'envisager, par rapport à ce qui est connu actuellement, la présence d'une extension vers le Nord-Est sous la couverture triasique de ce massif de Coutances. Enfin, sur le plan régional, les observations réalisées lors du lever de cette feuille font clairement ressortir une structuration NE-SW de cette partie du bassin mancennien, identique à celle déjà observée plus au Sud sur les feuilles Mortain, Domfront et Landivy.

Plutonisme cadomien

γ^4 . **Granodiorite à biotite.** Deux petits massifs granodioritiques ont été reconnus sur le territoire de la feuille : l'un, d'environ 4 km de long pour 250 m de large, déjà signalé sur la version à 1/80 000 de la feuille Coutances (Graindor *et al.*, 1966), le long du ruisseau de Précorbin (au Nord de Torigni-sur-Vire, entre la RN 174 et la D 59) ; le second, au centre même de la commune du Mesnil-Raoult (affleurements sous l'église).

Ils sont intrusifs au sein des terrains du Briovérien et engendrent, sur leurs bords, un métamorphisme de contact d'extension réduite. Ces massifs sont localisés le long de la faille de Granville, particulièrement bien marquée dans ce secteur, et apparaissent complètement altérés, broyés, cataclasés et injectés par des filonnets de quartz. De faciès grenu, à grain moyen, la granodiorite est essentiellement composée de quartz, d'orthose, d'albite et d'oligoclase, en plages engrenées laminées et tordues, de biotite brunâtre à vert pâle en partie chloritisée, d'amas chloriteux et de muscovite (tardive).

Ce faciès est, à tous points de vue, similaire à celui décrit plus au Sud, sur la feuille Vire (massif de Carolles-Vire), et fait partie intégrante du vaste batholite cadomien de la Mancellia.

γ^3 . **Leucogranité à muscovite.** Deux petits corps intrusifs de 250 m d'extension ont été cartographiés sur cette zone à proximité de la commune de Saint-Pierre-de-Semilly (à l'Est de Saint-Lô). Ces massifs, de type leucogranitique, sont à grain nettement plus fin que la granodiorite (de l'ordre de 1 à 2 mm) et à teinte plus claire, beige, rosé, à jaunâtre. Ils sont intrusifs dans le Briovérien inférieur qu'ils métamorphisent sur quelques mètres (métamorphisme de contact).

Ces roches sont grenues, à grain fin, essentiellement composées de plages engrenées de quartz, plagioclase, feldspath potassique et muscovite. Ces massifs sont semblables à ceux décrits régionalement, notamment plus au Sud sur les feuilles Vire ou Landivy.

• **Âge des granodiorites.** En Normandie, l'âge des granodiorites cadomiennes se situe, d'après les études géochronologiques réalisées notamment sur la granodiorite de Vire (Pasteels et Doré, 1982) autour de 540 ± 10 Ma (U/Pb sur monazite).

Des âges plus jeunes, variant entre 521 ± 11 Ma et 490 ± 14 Ma, obtenus sur certaines granodiorites à rapport isotopique en strontium plus élevé, tendraient à prouver que le batholite a subi une ré-homogénéisation isotopique du strontium, il y a environ 520 Ma, qui a pu être induite par la mise en place de leucogranites, datés à 507 ± 6 Ma par M. Jonin et P. Vidal (1975),

puis à 525 ± 6 Ma par M. Jonin (1981) à l'aide d'un isochrone Rb/Sr. Cet isochrone fait également ressortir un rapport initial en strontium relativement élevé ($0,716 \pm 0,002$), caractéristique d'une origine franchement crustale. S'il est maintenant établi que le plutonisme granodioritique de la Mancellia résulte bien d'une anatexie crustale (Fouillac et *al.*, 1986 ; Graviou et Auvray, 1985 ; Jonin, 1981), le processus ayant pu conduire à une fusion crustale demeure encore problématique.

PALÉOZOÏQUE

Cambrien

Formations continentales de base

En Basse-Normandie, les formations continentales de la base de la série cambrienne se caractérisent par deux grands ensembles : un niveau conglomératique de base ou « Poudingues pourprés » et un horizon de grès feldspathiques (Doré, 1972). Sur la carte Torigni-sur-Vire, les grès feldspathiques sont absents.

k1a. Poudingues pourprés. La base de la série cambrienne se caractérise par un niveau de conglomérats et de grès rougeâtres (Poudingues pourprés) qui forment une assise discontinue de plus de 50 m de puissance (jusqu'à 80 m par endroits), reposant directement sur les terrains briovériens. La discordance angulaire, observée entre ces deux formations sur le flanc sud du synclinal de la Zone bocaine (cartes Villedieu-les-Poêles et Vire), ne peut cependant être clairement vérifiée sur la feuille Torigni-sur-Vire. Seule la bordure ouest de l'Unité de Placy-Montaigu permet d'envisager un tel contact ; le site le plus favorable est la D 253, entre Saint-Amand et Placy-Montaigu, au niveau du Vieux-Torigni et des anciennes carrières qui jalonnent cette route. La discordance n'est, malgré tout, pas visible à l'affleurement. Il nous faut descendre un peu plus au Sud, sur la carte Vire pour la mettre en évidence (Saint-Aulin, $x = 364,10$; $y = 1\ 144,00$).

Sur tout le reste de la bordure nord du synclinal, on peut observer un redressement des couches paléozoïques et protérozoïques permettant ainsi d'envisager un contact tectonique entre ces deux formations. Ce contact est visible en partie orientale de la feuille Torigni-sur-Vire, dans la vallée de l'Odon ($x = 375,20$; $y = 1\ 149,95$), entre la Roque et les Moulins. Les séries sont ainsi pentées de plus de 60° vers le Nord.

Très développés dans les secteurs de Troisgot ($x = 350,00$; $y = 1\ 151,50$) et de Placy-Montaigu ($x = 361,50$; $y = 1\ 154,00$), les « Poudingues pourprés » ne réapparaissent que très localement le long de l'accident chevauchant nord, notamment au niveau des fermes les Landes ($x = 355,95$;

y = 1 152,60) et Putot (x = 357,3 ; y = 1 152,05). Les conglomérats constituent une véritable barre dans le paysage bocain. Ceci s'explique par la grande cohésion et la dureté du matériel. La présence des nombreuses carrières, actuellement non exploitées, témoigne du grand intérêt porté à ces formations, dans le passé.

Les Poudingues pourprés se présentent en bancs métriques à plurimétriques. La stratification y est généralement très diffuse en raison de l'intense fracturation de la roche et de l'importante altération de ce faciès entraînant à terme un débit en feuillets de la matrice argilo-silteuse.

Le faciès type correspond à un conglomérat polygénique et hétérométrique. La taille des éléments peut atteindre 30 cm, voire 40 cm. Parmi ces derniers, on reconnaît par ordre d'abondance :

- des éléments lithiques, constitués par les siltites vertes et les arénites bariolées rappelant le faciès briovérien rencontré en bordure nord du synclinal. Les siltites se caractérisent par un ensemble d'éléments de quartz très fins noyés dans un feutrage phylliteux riche en minéraux argileux et micacés (micas blancs). Les arénites, à grain moyen, correspondent à un agglomérat d'éléments de quartz et de feldspath, l'ensemble étant emballé dans une matrice quartzo-phylliteuse ;
- des microquartzites et quartzites à texture lépidoblastique caractéristiques des roches métamorphiques ;
- des éléments quartzo-feldspathiques (90 % de quartz et 10 % de feldspaths, plagioclases essentiellement). La texture grenue permet de les considérer comme issus des granitoïdes. Notons également la présence de petits éléments holoquartzeux dont l'origine serait plutôt à rechercher dans les filons qui recoupent ce socle.

On peut souligner ici l'absence de galets de schistes tachetés et de cornéennes si fréquents dans les conglomérats de base situés en Zone bocaine orientale. D. Janjou et *al.* (1987) attribuent cette disparition au relatif éloignement que constituait la source d'apports (batholite de Vire et d'Athis associés à leur enveloppe métamorphique). Quand à la présence des éléments microquartzitiques et quartzitiques dans cette roche, leur origine serait, semble-t-il, à rechercher vers les massifs métamorphiques situés au Nord du Synclinal bocain.

La morphoscopie de tous ces éléments traduit une usure notable des produits de remaniement, qui varie par ailleurs en fonction de la nature pétrographique de ces derniers.

La matrice, qui englobe les éléments subjoinifs, montre, à l'affleurement, une teinte rougeâtre très prononcée. Ceci s'explique par la présence

des nombreux oxydes de fer finement divisés. Elle correspond à une arénite à grain fin (entre 1 et 5 mm) riche en cristaux de quartz (90 %) et en feldspaths, en paillettes de micas blancs d'origine détritique ainsi qu'en fragments silteux.

Les analyses, réalisées au microscope électronique à balayage (MEB), ont permis de donner quelques informations complémentaires sur la nature des minéraux rencontrés. Les feldspaths correspondent, pour l'essentiel, à un plagioclase sodique de type albite. Les minéraux opaques, si fréquents dans la gangue, sont représentés par l'hématite, plus ou moins riche en Mg et Al. On observe également la présence de micas noirs (biotite) et de minéraux accessoires comme le zircon. En lame mince, on reconnaît les paillettes de muscovite et d'hydromuscovite, telles que l'illite.

Les Poudingues pourprés présentent une granodécroissance positive générale. On observe à la base un faciès très grossier dans lequel les galets sont très nombreux et mesurent fréquemment plus de 50 cm de long. Ils sont emballés dans une matrice très peu abondante. Vers sa partie sommitale, le conglomérat passe à un microconglomérat ou grès grossier. Les éléments atteignent rarement plus qu'une dizaine de centimètres. Quelques rares blocs pluridécimétriques réapparaissent localement. Quant à la matrice gréso-argileuse, elle représente plus de 50 % de la roche. Bien que d'apparence homogène, cette formation présente de petites passées microconglomératiques et gréseuses irrégulières. Quelques variations peuvent être notées au sein de cette formation ainsi que le montrent les différentes coupes réalisées sur l'ensemble de la zone d'étude (fig. 2).

Dans la partie centrale de la feuille Torigni-sur-Vire, dans le secteur de Placy-Montaigu, deux niveaux repères, lenticulaires, ont également pu être distingués (*cf.* carte) :

- une **semelle microconglomératique rouge** (1) qui se caractérise par une alternance de grès rouges à petits éléments schisto-gréseux, de passées conglomératiques contenant plus de 80 % d'éléments infracentimétriques et de fines intercalations de pélites violacées ;
- une **lentille de microconglomérats gris** (2), à éléments de quartz et de schistes vert-marron (Doré, 1969). Elle doit sa coloration grise à la gangue qui emballe les éléments. On la retrouve notamment dans une ancienne carrière près de la D 253, près du Vieux-Torigni (x = 361,60 ; y = 1 153,30). Cet horizon semblerait annoncer la formation des conglomérats gris rencontrés au-dessus des Poudingues pourprés dans l'Unité de Troisgot.

k1b. Poudingues gris. Sus-jacents aux Poudingues pourprés, les Poudingues gris sont uniquement représentés dans l'Unité de Troisgot.

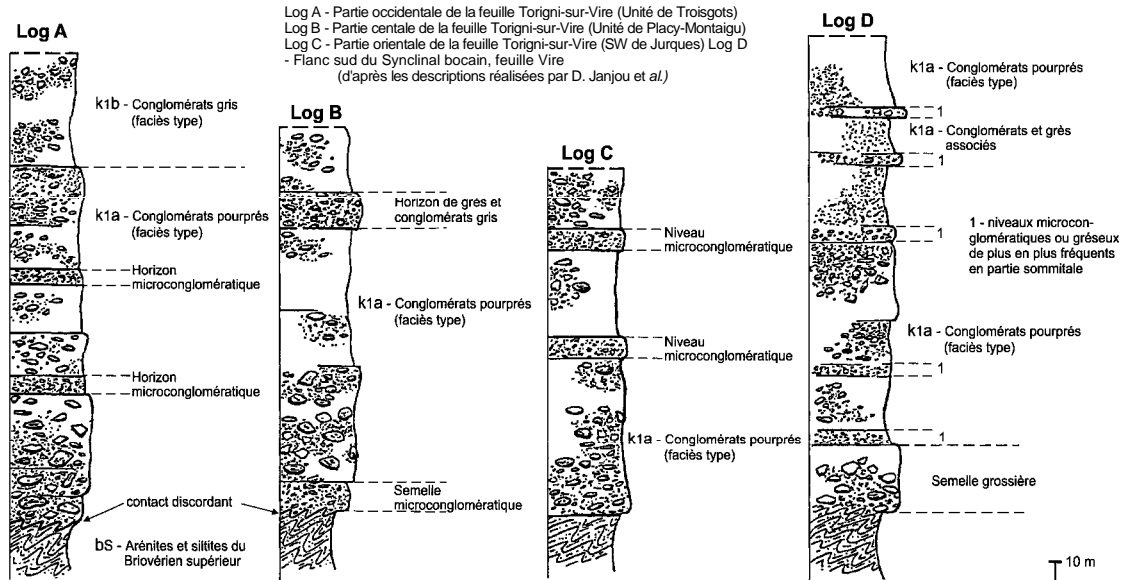


Fig. 2 - Variations lithostratigraphiques observées dans la Formation des Poudingues pourprés d'Ouest en Est de la feuille Torigni-sur-Vire (d'après V. Hervy, 1997)

Ils semblent remplacer le faciès des grès feldspathiques, largement développé dans la partie orientale et sur la bordure sud du synclinal de la Zone bocaine (feuille Vire ; Janjou et *al.*, 1987).

Ces poudingues ne se différencient des précédents que par la couleur grise de la matrice. Les éléments sont de taille et de nature sensiblement équivalentes à ceux des Poudingues pourprés. On peut cependant constater une variation quantitative entre la proportion de galets de siltites-arénites (appauvrissement) et de quartzites-microquartzites (enrichissement).

Les variations granulométriques observées dans les Poudingues pourprés sont également valables dans cette formation. On note ainsi de petits niveaux microconglomératiques très irréguliers.

Contrairement aux poudingues pourprés, aucun granoclassement n'a pu être mis en évidence sur l'ensemble du faciès.

Formation de Campeaux, marine à Laguno-marine

k2. Pélites et calcaires. Sur la feuille Torigni-sur-Vire, la Formation des « Pélites et calcaires » n'affleure, dans le secteur occidental, que du Nord-Ouest de Folligny ($x = 354,50$; $y = 1\ 149,20$) jusqu'à Fourneaux ($x = 352,70$; $y = 1\ 146,00$), et dans le secteur oriental, qu'au Sud-Est de Jurques. Elle est constituée par des *pélites vertes et rouges* (1) et par des *pélites et grès verts à passées microconglomératiques* (2).

• ***Pélites vertes et rouges*** (1). Les *pélites vertes et rouges* sont localisées dans la partie orientale de la feuille Torigni-sur-Vire. Ces *pélites* présentent un faciès similaire de celles décrites par D. Janjou et *al.* (1987) sur la feuille Vire. La puissance de cet ensemble peut être estimée à une cinquantaine de mètres. Les *pélites* se présentent en fines plaquettes de quelques millimètres à un centimètre d'épaisseur. Le débit prismatique résulte de l'importante schistosité de fracture liée aux nombreuses failles et nombreux écaillages mis en évidence sur ce secteur.

• ***Pélites et grès verts à passées microconglomératiques*** (2). Ils sont localisés à l'Ouest de la feuille Torigni-sur-Vire et sont sensiblement identiques aux faciès de la Formation des Schistes de Campeaux (k4). Cet ensemble forme un arc de cercle dont l'épaisseur et les pendages varient très fortement du Nord au Sud. Il atteint ainsi une puissance maximale de 40 m à l'Est de Domjean ($S0 = N170-20^\circ E$), puis tend à diminuer pour finalement disparaître en partie nord et sud ($S0 = N80-50^\circ S$) de la carte. Les *pélites* présentent le même débit en plaquettes que celles situées à l'Est.

Macroscopiquement, le faciès *pélitique vert*, à grain très fin, présente des intercalations de fines lentilles gréseuses beiges (40 % environ de la roche).

L'examen microscopique des pélites permet de reconnaître essentiellement des grains de quartz, sub-anguleux, de taille inférieure à 100 µm, et des paillettes de mica blanc orientées à plat suivant la stratification. L'ensemble est emballé dans une matrice argileuse riche en illite. On peut noter l'absence totale de minéraux feldspathiques. Les lentilles gréseuses sont, quant à elles, constituées de grains de quartz (90 %), de feldspaths et de quelques minéraux argileux (ceinture argileuse autour des grains détritiques). De petites passées argileuses (95 % de minéraux argileux), de 100 à 200 µm, sont également présentes.

Sur la feuille Vire (Minoux et al, 1987), de nombreux petits niveaux carbonates (à rognons phosphatés ou en lentilles carbonatées) ont été signalés dans cette formation. Aucun d'entre eux n'a cependant pu être relevé sur la feuille Torigni-sur-Vire. En revanche, de petites rides d'oscillations simples sont présentes au sein de la phase pélitique. Elles témoignent d'une sédimentation en milieu relativement calme et peu profond, pouvant correspondre à une bordure de bassin. Il est à noter, enfin, l'absence totale de toutes traces d'activités biologiques, contrairement à la feuille Vire où quelques terriers ont pu être observés. Ces observations pourraient suggérer un approfondissement du milieu de sédimentation du Nord vers le Sud.

Aucun marqueur chronostratigraphique n'a été retrouvé dans cette formation. Sur la feuille Condé-sur-Vire, près de Saint-Jean-le-Blanc, dans cette même formation, F. Doré (in Pasteels et Doré, 1982) a décrit une forme « *incertae sedis* » (*Coleoloides* sp.) qui donne un âge tommotien (Cambrien inférieur).

K3a. Grès brun-vert. Bien qu'un peu plus réduite, la Formation des Grès brun-vert présente une extension géographique très voisine de la précédente. Elle est ainsi localisée aux confins occidentaux de la feuille. Néanmoins, à l'inverse des pélites vertes (k2), les Grès brun-vert arment de petites crêtes. Sur le territoire de la feuille, ils se présentent sous deux faciès : d'une part, des **grès feldspathiques** (1), d'autre part, des **grès grossiers** (2).

• **Grès feldspathiques** (1). Ils constituent une variante de la Formation des Grès brun-vert exclusivement localisée dans la partie orientale de la feuille (à l'Est des carrières de Jurques). Ce faciès est principalement développé à l'Est, sur la feuille Villers-Bocage (leviers en cours), au niveau de la bordure nord du synclinal de la Zone bocaine, et correspond à la Formation des Grès de Caumont (K3a) décrite sur la feuille Condé-sur-Noireau (Doré et al., 1993). Leur épaisseur est inférieure à 200 m. Les grès, de teinte rose ou grise, en bancs de 20 cm à 1 m, alternent avec des siltites rouges ou vertes, épaisses de 5 à 20 cm. Ces grès sont composés généralement de grains moyens à grossiers et présentent une importante

hétérogénéité de composition. Les éléments monocristallins de quartz dominant cependant très largement. Ils ont une forme anguleuse à sub-anguleuse et atteignent parfois plusieurs millimètres. Les feldspaths alcalins sont abondants. Les grains de mica blanc sont également bien représentés. Il s'agit soit de minéraux argileux recristallisés, soit de mica d'origine détritique emballé dans la matrice. Ce faciès gréseux contient aussi de nombreux petits fragments lithiques de quartzites et surtout de roches métamorphiques acides (agglomérats de grains de quartz orientés). La matrice, de nature quartzo-phylliteuse, est composée de minéraux argileux de la famille de la chlorite (responsable de la couleur verte de ces grès) et de la glauconie.

Aucun granoclassement ni aucune imbrication ne sont visibles dans ce faciès. La série présente cependant de petites passées silteuses beige-marron, riches en argile et en minéraux opaques, et des récurrences de microconglomérats où la taille des éléments de quartz atteint 1 cm. De petits galets mous, de nature gréseuse, sont également à signaler.

L'importante fracturation de la roche se traduit par une recristallisation en quartz des zones fissurées, ainsi que par une forte dislocation des minéraux de quartz situés dans la fraction gréseuse. La mauvaise cohésion de ce faciès explique la mauvaise conservation des structures sédimentaires. Aucun pendage n'a pu être mesuré.

• **Grès grossiers (2)**. Ils constituent le faciès de la Formation des Grès brun-vert dans la partie ouest de la feuille. Ils sont localisés le long d'une bande fortement arquée. Ces dépôts atteignent une puissance maximale de 20 à 30 m en partie est de Domjean, puis disparaît très brutalement vers le Nord. Au Sud, la bande se rétrécit progressivement pour finalement disparaître au niveau des Fourneaux ($x = 353,10$; $y = 1\ 146,10$). Ce faciès n'a pas été distingué sur les cartes géologiques voisines.

Les grès grossiers débutent à la base par des conglomérats et microconglomérats de couleur grise qui se composent à 95 % d'éléments de quartz, anguleux, plurimillimétriques à centimétriques. Pour le reste, il s'agit de grains ovoïdes d'argile et de quelques fragments polycristallins de roches métamorphiques. La matrice, peu abondante, de nature quartzo-phylliteuse, est très généralement oxydée.

En partie sommitale, se distingue un bel ensemble massif constitué par une alternance de grès grossiers et de conglomérats verts formant une véritable falaise dans le paysage. Il est bien visible, notamment au niveau du Pont de Jacre ($x = 353,25$; $y = 1\ 150,10$). La matrice est quasi inexistante et non altérée, ce qui explique l'aspect homogène de ce faciès. Il est comparable à la semelle des pélites et grès fins verts rubanés (k4).

Malgré l'absence de toute trace d'organisme, les quelques grains ovoïdes de glauconie, retrouvés dans la fraction la plus fine, permettent de replacer ce faciès dans un milieu de sédimentation marine. La transgression semble donc se poursuivre vers le Nord, sur la bordure septentrionale du bassin.

La variation d'épaisseur, observée du Nord au Sud, semble également s'accompagner d'une variation latérale de faciès. Ainsi, les conglomérats gris présents en partie centrale de la bande laissent place au Nord, comme au Sud, à un grès grossier vert.

k3b. Formation de Gouvix : grès et petites violacées (100 m maximum). Sur la feuille Torigni-sur-Vire, la Formation de Gouvix est absente sur toute la bordure nord du synclinal bocain. En partie orientale du synclinal, cette formation apparaît en écaille entre Saint-Pierre-de-Tarentaine et le Hamel-Roger. Les grès et pélites violacées sont bien représentés en partie ouest, dans le secteur de Domjean ($x = 353,00$; $y = 148,50$), où ils constituent, comme les formations précédentes, un vaste arc de cercle lié à la structure plissée. À ce niveau, la formation atteint une puissance maximale de 100 m. Elle se réduit puis disparaît vers le Nord et vers le Sud de Domjean.

Dans la Formation de Gouvix, la fraction gréseuse domine généralement sur la fraction pélitique. La partie basale de la formation débute par le faciès type, à petites passées de pélites violacées ; aucune confusion n'est donc possible avec la formation sous-jacente des grès feldspathiques (des Grès brun-vert). En revanche, le contact avec la Formation des Pélites et grès fins verts rubanés (k4), sus-jacente, est beaucoup moins bien défini. Le passage entre les deux s'effectue de manière graduelle : les petites straticules de pélites vertes prennent peu à peu le pas sur les straticules de pélites violacées.

Les grès sont arkosiques. Ils ont une granulométrie comprise entre 500 μm et 1 mm. Les grains, de forme anguleuse, légèrement émoussés, sont constitués de quartz et de feldspaths (alcalins et plagioclases) représentant à eux seuls 90 % des éléments, dont 1/3 sont des feldspaths. Ces derniers sont fréquemment associés pour former de petits agrégats polycristallins. L'orientation des cristaux permet de démontrer que ces minéraux ont subi un léger métamorphisme. On peut également noter que les éléments sont englobés dans une matrice argileuse, peu abondante.

Les pélites se présentent en petites passées informes, à grains très fins. Elles sont composées d'éléments de quartz et de nombreux micas blancs qui correspondent, au microscope, à la séricite et à la muscovite. Ils sont emballés dans une matrice argileuse très abondante caractérisée par sa couleur verte en lumière naturelle. C'est dans cette fraction fine que se trouvent les petites straticules violacées, caractéristiques du faciès. Cette

couleur caractéristique est liée à la présence de minéraux opaques, en particulier de l'hématite. Lorsque le faciès est altéré, ces petits niveaux violacés prennent une teinte bleutée, relativement pâle. Cette fraction pélitique est fortement bioturbée et déformée. La déformation, exprimée par la forte ondulation des strates argileuses, s'explique, semble-t-il, par l'agitation du milieu lors de la sédimentation.

Les traces de bioturbation correspondent à de petits terriers remplis par des sédiments détritiques de même composition que les grès décrits ci-dessus. Il s'agit de terriers de diamètre millimétrique, entourés d'un petit liseré noir.

La monotonie de ce faciès est perturbée par la présence de petits niveaux microconglomératiques, pluricentimétriques, à éléments de quartz. Vers la partie sommitale de la formation, de fines passées gréseuses, jaune or, sont également à signaler. Elles sont très bien visibles au niveau du pont d'Arclais (x = 372,10; y = 1 144,70).

D'un point de vue stratigraphique, les grès et pélites violacées sont attribués à la Formation de Gouvix, située plus à l'Est de la Zone bocaine, sur la transversale de Saint-Rémy, dans la vallée de l'Orne. Des pistes trilobées, se présentant en hyporelief, y sont décrites à Urville (Doré, 1969) ainsi que sur la feuille Vire (Janjou et *al.*, 1987). Elles montrent trois lobes séparés par deux sillons médians. L. Dangeard (1951) a décrit les mêmes traces dans la Formation de Gouvix de la Zone bocaine. Ces traces semblent être spécifiques à cette formation.

k4. Pélites et grès fins, verts, rubanés (plus de 250 m). Les pélites et grès fins, verts, rubanés (ou « Schistes de Campeaux ») connaissent une importante extension sur toute la feuille Torigni-sur-Vire. Ils recouvrent en effet plus de 60 % de sa superficie. Etant donné l'important plissement de cette formation ainsi que les nombreuses écaïlles tectoniques qui l'affectent, il est très difficile d'en évaluer la puissance. Les dernières études réalisées dans cette région (Doré, 1969) évaluaient, cependant, à plus de 250 m environ l'épaisseur de la formation. De nombreuses rivières comme la Vire, la Jacre ou le Courbeçon entaillent profondément la roche et permettent la réalisation de coupes détaillées (fig. 3A et 3B).

Le faciès type fut défini dans la localité de Campeaux, situé au Nord de la carte géologique Vire (Janjou et *al.*, 1987). Il consiste en une roche relativement dure, de couleur vert jaunâtre à vert foncé, parfois même bleutée (les Roches de Ham : x = 352,90 ; y = 1 152,90). Celle-ci est marquée par une alternance de niveaux gréseux, à grain fin, et de petites straticules pélitiques plus sombres.

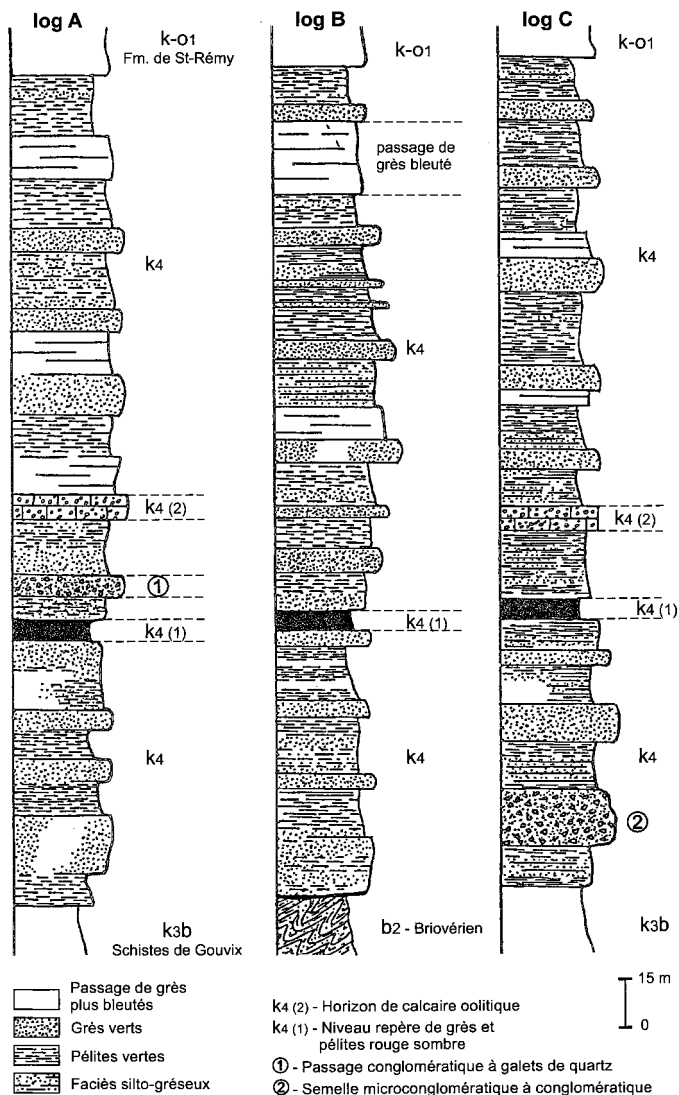


Fig. 3a ■ Logs lithostratigraphiques détaillés de la Formation des Pérites et grès fins, verts, rubanés k4 ("Schistes de Campeaux") : présentation des différents niveaux repères (d'après V. Hervy, 1997)

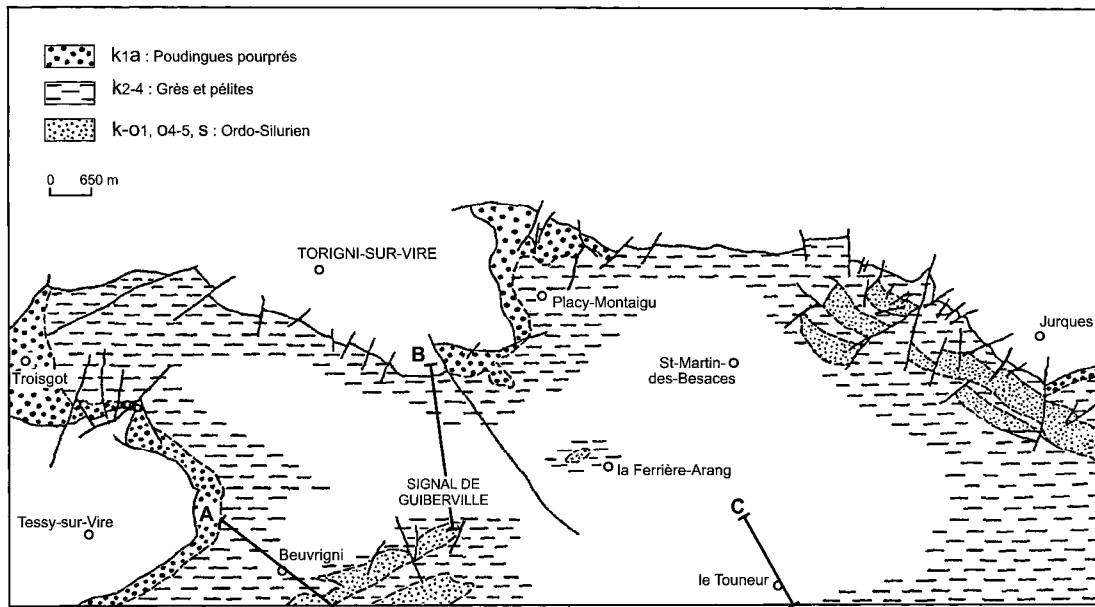


Fig. 3b - Localisation géographique des trois logs stratigraphiques réalisés dans les Schistes de Campeaux (k4) (d'après V. Hervy, 1997)

La roche présente une succession :

- de petits bancs gréseux (ocre, vert pâle ou vert foncé), à grain très fin, et de straticules millimétriques à centimétriques. Ce sont des grès arkosiques qui se caractérisent par l'abondance des minéraux micacés (jusqu'à 10 % voire 15 % de biotite et muscovite) et de feldspaths (de 20 % à 30 % environ de feldspaths alcalins et de plagioclases type oligoclase). Le quartz reste l'élément majoritaire dans ce faciès (de 50 à 60 %). En ce qui concerne les produits micacés, la teneur en muscovite et en biotite est extrêmement variable. De manière générale, la biotite tend à augmenter vers le haut de la série. Dans la matrice quartzo-phylliteuse, la chlorite est présente ;

- de pélites vert foncé à bleuté qui sont constituées, en grande partie, de minéraux argileux (50 %, voire 70 %) telles que l'illite, la séricite et la chlorite. De très fines particules de quartz complètent l'inventaire minéralogique.

Les minéraux détritiques, en l'occurrence du quartz, tendent à augmenter vers la partie sommitale de la série. Les grès correspondent alors à de véritables quartzites.

Les grès fins et les pélites se retrouvent fréquemment l'un et l'autre sous forme de lentilles discontinues.

Plusieurs niveaux repères ont été mis en évidence dans la série, rompant ainsi avec la monotonie propre à cet ensemble, soit de bas en haut :

- une semelle diffuse microconglomératique à conglomératique a été repérée en partie centrale et occidentale du synclinal de la Zone bocaine. Etant donné les mauvaises conditions d'affleurement, son étendue géographique reste très incertaine. C'est la raison pour laquelle elle n'a pas été signalée sur la carte géologique. Dans le secteur de Placy-Montaigu, le petit niveau microconglomératique ($x = 361,75$; $y = 1\ 153,60$), de teinte gris verdâtre, repose directement sur les poudingues pourprés. Il se compose pour l'essentiel de petits agrégats de quartz et de feldspaths, sub-anguleux à anguleux, de 0,5 mm en moyenne, ainsi que des galets de phyllites vert foncé, aplatis. On note une altération importante de l'ensemble des minéraux (un fin liseré orangé entoure notamment les agrégats). La matrice gréseuse est, quant à elle, très riche en feldspaths. Au Sud de l'Unité de Troisgot, un niveau de conglomérat gris longe le ruisseau de la Jacre. Il présente de nombreuses analogies de faciès avec le conglomérat de la Formation des « Grès brun-vert ». Les éléments le constituant sont, à 95 %, des galets pluricentimétriques de quartz. Pour le reste, il s'agit de petits galets grésophylliteux verdâtres. En lame mince, se distinguent des microgalets de quartzite, de siltites riches en muscovite et en argile. L'ensemble est emballé dans une pâte quartzo-argileuse verte qui représente environ 30 % de la roche ;

- un horizon de **grès et pélites rouge sombre** (1), de 3 à 5 m d'épaisseur (déjà repéré par D. Janjou et *al.* sur la feuille Vire) a été retrouvé sur la feuille Torigni-sur-Vire (fig. 3). Les mauvaises conditions d'affleurements dans la région nord de la Zone bocaine n'ont cependant pas permis de suivre de façon continue cet horizon. Il apparaît sur la carte en petites lentilles. Il est situé entre 30 et 70 m de la base de la série, selon sa position géographique. La transition entre les pélites rouges et vertes, généralement peu visible, a été repérée au Nord-Ouest du synclinal, dans la localité de Brectouville et, plus précisément, aux Fets ($x = 353,70$; $y = 1\ 152,95$). Il s'agit d'un passage progressif sur environ trois mètres. Les grès et pélites vertes prennent une teinte bleutée puis violacée, pour finalement devenir rouge. Les passées gréseuses vertes, encore très nombreuses à la base de la série, s'estompent vers le sommet. Les petites straticules subsistent cependant encore sur plusieurs mètres. Le faciès se compose d'une alternance de niveaux gréseux rosés et de pélites rouge sombre. La patine externe, légèrement violacée, rappelle le faciès de la Formation de Gouvix. On peut noter un granoclassement positif général. Les passées plus gréseuses sont essentiellement constituées de quartz et de plagioclases (90 %), mais présentent également quelques micas (muscovite) et des minéraux argileux, tels que l'illite (70 %), la chlorite et la kaolinite. Cette argile, étant quasi inexistante dans la Formation de Saint-Rémy (k-01), elle constitue un élément de comparaison important entre ces deux faciès. La couleur rouge typique de ce faciès est liée à la présence d'hématite.

Au Sud-Est de Placy-Montaigu, les grès et pélites rouge sombre occupent une position géométrique relativement variable dans la Formation des Pélites et grès fins, verts, rubanés (k4). Deux explications peuvent être envisagées : soit un décalage des bancs repères par de petits décrochements de direction N-S, soit une allure sigmoïde de ce niveau uniquement liée aux conditions de dépôts et à la morphologie du terrain lors de la sédimentation ;

- un petit **niveau conglomératique** à petits galets de quartz, situé quelques mètres au-dessus de l'horizon de grès et pélites rouge sombre, il est signalé par D. Janjou et *al.* (1987) sur la feuille Vire et apparaît à la limite des deux cartes.

Il semble disparaître vers le Nord, sur la feuille Torigni-sur-Vire ;

- un **horizon carbonaté** (2), qui est le dernier niveau repère signalé dans cette formation. Il affleure en trois endroits :

- au Sud-Est, dans la localité du Tourneur (en limite des feuilles Torigni-sur-Vire et Vire), une ancienne carrière ($x = 369,20$; $y = 1\ 144,70$) présente un beau banc de calcaire massif, de 50 cm de puissance, de teinte gris bleuté, intercalé dans les pélites et grès fins, verts, rubanés. Il est caractérisé par un litage oblique. Au microscope, apparaît un calcaire oolitique à ciment calcaire. Ce ciment est parfois recristallisé en sparite. Les oolites, de forme arrondie voire ovale, ont une structure radiale et concentrique et sont très fréquemment jointives à sub-jointives. Aucune friction n'est cependant

à signaler entre elles. Leur taille est supérieure à 300 µm et peut même atteindre 1 mm. De nombreux grains de quartz détritiques sont disséminés parmi ces oolites. De fins lits silteux interstratifiés sont, par ailleurs, présents dans le banc calcaire. Essentiellement développé sur la feuille Vire, cet affleurement est trop restreint pour être représenté sur la feuille Torigni-sur-Vire ;

- au Sud-Ouest, dans la région de Beuvrigny, un second affleurement de roche carbonatée ($x = 355,30$; $y = 1\ 146,20$) est également mentionné par F. Doré (1969). Il avait assimilé ce faciès à celui des calcaires inférieurs ou calcaires de Laize. Or, ces derniers étaient, selon lui, « les faciès les plus sûrs permettant de situer stratigraphiquement les « Schistes de Campeaux » (k4) ». Connaissant désormais leur position par rapport au niveau repère, constitué par l'horizon de grès et pélites rouge sombre, il est donc possible de démontrer leur appartenance à la partie supérieure des « Schistes de Campeaux ». Cet affleurement comporte des niveaux calcaro-argileux, en forme de lentilles, emballées dans les pélites et grès verts ;

- un troisième affleurement carbonaté a également été repéré à environ 500 m au Nord de Saint-Louet-sur-Vire, en bordure du ruisseau du Moulin.

Dans toute la partie supérieure des « Schistes de Campeaux », apparaissent des bancs massifs de grès fins bleutés. Ces passées caractéristiques sont cependant très irrégulières et ne constituent pas de véritables niveaux repères.

Aucune trace d'activité biologique n'a été observée dans cette formation sur la feuille Torigni-sur-Vire. Elle se différencie donc, en ce sens, des formations sous-jacentes (kl à k3 et Grès de la Bloutière, sur la feuille Villedieu-les-Poêles) dans lesquelles on retrouve de très nombreuses traces de pistes unilobées de type Repichnia.

La stratification est bien exprimée, en bancs pluricentimétriques à métriques. De très nombreuses figures sédimentaires ont également été observées à la surface des bancs, tels que :

- des rides d'oscillations, millimétriques à centimétriques. Elles caractérisent un milieu de sédimentation relativement calme, généralement peu profond ;

- des rides de courants, dont un très bel exemple existe dans la carrière de Le Tourneur et dans la zone de Placy-Montaigu, au lieu-dit « le Vauviel » ($x = 363,00$; $y = 1\ 153,00$) ;

- des figures de charges, très fréquentes mais surtout visibles au microscope. Elles reflètent l'empreinte de petits grains dans un sédiment encore non lithifié (affleurement du secteur de La Ferrière-Harang : $x = 364,80$; $y = 1\ 147,10$) ;

- des « slumps », phénomènes gravitaires relativement rares dans cette formation, dont quelques belles figures peuvent néanmoins être observées localement (commune de Guilberville : $x = 351,30$; $y = 1\ 152,00$) ;
- de petites figures d'expulsion de fluides ont été observées au microscope. Elles sont le résultat d'une compaction relativement importante de la formation ;
- enfin, de belles figures chenalisantes sont présentes dans la vallée de la Vire, au niveau du Pont-de-la-Roque (côté ouest : $x = 351,30$; $y = 1\ 152,90$). Étant donné l'orientation de l'affleurement, la détermination de l'axe des chenaux n'a pas été possible.

La Formation des Pélites et grès fins, verts, rubanés (k4) correspond, selon F. Doré (1969), à la partie supérieure des « Dalles de Campeaux » (k2 à k4). Ce faciès présente également de nombreuses analogies avec la Formation des « Schistes verts du Pont-de-la-Mousse », située dans la vallée de l'Orne, ce qui amène à le considérer comme son équivalent chronostratigraphique. D. Janjou et *al.* (1987) montre ainsi que « la variation latérale du faciès des « Dalles de Campeaux inférieures » (k2 à k3) permet de définir la limite entre la Zone bocaine centrale et la Zone bocaine occidentale ». La série est donc attribuée, dans cette région, à la partie sommitale du Cambrien.

Cambro-Ordovicien

k-01. Formation de Saint-Rémy (anté-Aréniq) : pélites et grès rouges. Les pélites et grès rouges de la Formation de Saint-Rémy s'étendent de façon quasi continue d'Est en Ouest sur la feuille Torigni-sur-Vire. Ils réapparaissent sous forme d'écailles tectoniques le long de la bordure chevauchante nord et dans la partie sud-est, entre Saint-Martin-des-Besaces et Le Mesnil-Auzouf. Cette formation a une puissance de 150 à 200 m en moyenne, soit une épaisseur supérieure à celle observée dans la vallée de l'Orne. Le contact avec la formation sous-jacente (k4) a été mis en évidence en partie occidentale de la zone étudiée, dans l'ancienne carrière des Fets ($x = 353,70$; $y = 1\ 152,95$). Il s'agit d'un passage progressif entre les deux faciès.

La Formation de Saint-Rémy est constituée par un faciès très homogène, composé d'une alternance de grès rouges à rosés et de petites straticules plus silteuses, rouge sombre à violacé, millimétriques. Ces filets riches en éléments micacés soulignent, ainsi, le fin litage de la formation. La stratification est bien exprimée, les bancs centimétriques à décimétriques (20 à 30 cm, en moyenne) pouvant parfois atteindre 1 m. Les grès arkosiques s'altèrent en une fine poussière rougeâtre très caractéristique.

Les grès feldspathiques, de granulométrie fine, présentent un beau granoclassement inverse visible à l'affleurement. En lame mince, ils montrent la composition minéralogique suivante : quartz (60 %) dont les grains inférieurs à 0,1 mm sont généralement anguleux ; feldspaths alcalins souvent altérés et quelques plagioclases qui, eux, le sont beaucoup moins (25 à 30 %) ; micas (5 à 10 %) et qui sont essentiellement représentés par les belles plages flexueuses de muscovite. Au microscope électronique à balayage, se distingue par ailleurs la biotite (notamment, lépidomélane). Son abondance tend à diminuer vers la partie sommitale de la série. Quelques rares minéraux accessoires comme les carbonates sont également présents dans ce faciès. La matrice est caractérisée par la présence de minéraux lourds tels que l'hématite, responsable de la couleur rouge de la roche. Ils sont emballés dans un feutrage d'argile. Par ailleurs, des copeaux pélitiques sont remaniés dans les bancs gréseux. Une origine intraformationnelle leur est attribuée.

Les fines passées silteuses, intercalées entre les bancs gréseux, se caractérisent par l'importance des produits micacés (muscovite et biotite) qui représentent plus de 50 % de l'ensemble des grains. Les micas soulignent les plans de schistosité et indiquent ainsi que la roche a subi des déformations hercyniennes (schistosité de plan axial). Les analyses aux rayons X des minéraux argileux (Doré, 1969 ; Janjou, 1987) ont révélé « la présence presque exclusive d'illite ».

De rares figures sédimentaires ont pu être observées dans ce faciès. Il s'agit :

- de coulées de liquéfaction ou de fluidité, visibles dans la localité de Mont-Bertrand ($x = 361,75$; $y = 1\ 145,80$) ;
- de litages obliques présents dans l'ancienne carrière des Fets ($x = 353,70$; $y = 1\ 152,95$) ;
- de chenaux.

Dans tous les cas, ces structures ne sont pas suffisantes pour déterminer le sens de l'écoulement.

Comme le proposait F. Doré (1969), il est possible de suivre dans ce faciès gréseux une évolution de la coloration. Ainsi, aux grès rouges quartzitiques, situés à la base de la série, succèdent des grès rosés arkosiques, en partie sommitale. Cette observation est d'ailleurs confirmée par la mise en évidence d'un faciès, dit « intermédiaire », situé à la base de la Formation de Montabot (grès), qui présente une couleur légèrement rosée. Selon F. Doré (1969), cette évolution de la coloration doit être interprétée comme le résultat de « l'érosion progressive d'un continent granitique depuis un sol rubéfié, où les feldspaths sont détruits, jusqu'à des arènes sous-jacentes où l'érosion chimique n'a pas eu le temps de s'exercer ».

Les grès rouges s'altèrent en une argile limoneuse à sablo-graveleuse. Plusieurs sondages ont été réalisés, en 1991, dans cette formation, au niveau du Mesnil-Auzouf. L'étude géotechnique (affaire 90/850) fut alors menée par la société Fond d'Ouest et avait pour objet la déviation de la RN 577. Les sondages, profonds de 5 à 6 m en moyenne, ont donné les résultats suivants :

- sur le plateau, l'épaisseur de ces matériaux est de l'ordre de 1,50 m ;
- leur teneur en eau est élevée à très élevée : $W_n = 20,8 \%$ pour la fraction $< 5 \text{ mm}$; $16,9 < W_n < 18$ pour l'échantillon global ;
- d'après l'indice de plasticité obtenu (essai Proctor CBR), on peut considérer que la fraction limoneuse à sableuse très fine est dominante et la fraction argileuse faible. Ceci est à mettre en relation avec l'origine gréseuse à grains fins de ces matériaux.

L'âge de la Formation de Saint-Rémy reste encore très incertain et la plupart des auteurs l'ont jusqu'ici situé entre la fin du Cambrien et le début de l'Ordovicien. On sait, en effet, que ces dépôts sont antérieurs à l'Arénig, puisqu'ils sont surmontés par la Formation du Grès armoricain dans la région de Falaise en Zone bocaine orientale. Un âge trémadocien a par ailleurs été envisagé par C. Klein (1963) à la suite d'une comparaison faite avec les psammites vertes ou violacées de Sillé-le-Guillaume et les Grès de Blandouët, situées dans le Maine.

Ordovicien

o2. Formation de Montabot (anté-Llanvirn) : arkoses blanches feldspathiques. La Formation de Montabot a été définie au Signal de Montabot ($x = 346,60$; $y = 1\ 1142,75$), à l'Ouest de Pont-Farcy, sur la feuille Villedieu-les-Poêles. Sur la feuille Torigni-sur-Vire, la formation se localise en deux zones majeures :

- au Sud-Ouest, où les grès forment deux crêtes d'orientation N 70° , et dont le point culminant est situé au Signal de Guilberville ($x = 359,50$; $y = 1\ 146,25$; côte NGF 262 m) ;
- au Nord-Est, où ils arment les écaïlles tectoniques situées entre Jurques et Saint-Martin-des-Besaces. Ils disparaissent plus à l'Est, dans la partie occidentale de la feuille Villers-Bocage. La Formation du Grès de Montabot occupe ici une position stratigraphique équivalente à celle du Grès armoricain présent notamment sur la feuille de Falaise. Les analogies entre ces deux formations seront présentées à la fin de ce chapitre.

La Formation de Montabot est constituée par des arkoses, tantôt fines, tantôt grossières, de teinte gris clair, blanchâtre ou légèrement rosée. Celles-ci se présentent en petits bancs réguliers décimétriques à métriques.

Par ailleurs, une fine lamination s'y développe, due à la présence de petites passées silteuses très diffuses. Cette formation gréseuse repose en concordance sur la Formation de Saint-Rémy. Le caractère graduel de ce passage est souligné par la teinte rougeâtre des grès en partie inférieure et de plus en plus gris clair à blanchâtre en partie supérieure.

Les arkoses de la Formation de Montabot présentent une minéralogie relativement peu variée. Elles sont composées à plus de 80 % de quartz et de feldspath, dont la taille des grains reste inférieure à 100 μ m. Les grains de quartz représentent à eux seuls, entre 30 et 65 % de la roche. Ils constituent une source d'informations importantes dans le cas de déformations structurales. Celles-ci sont en effet soulignées par l'extinction roulante des cristaux, leur orientation parallèle aux feuillettes de micas et les phénomènes de recristallisation. C'est ce que l'on observe notamment dans l'ancienne carrière de Guilberville. Au zoo de Jurques, ce faciès montre une organisation des grains de quartz en petites boules millimétriques. Les feldspaths (de 25 à 50 %) sont très fortement altérés. Les analyses réalisées au microscope électronique à balayage montrent qu'il s'agit essentiellement de feldspath alcalin et plus particulièrement d'orthose. Quelques plagioclases de types oligoclase et andésine sont également présents. Les hydromuscovites (10 %) sont les minéraux prédominants. Elles soulignent assez bien la stratification S0, les petites strates obliques et la schistosité S2 quand elles existent. On peut également noter la présence de rares biotites au sein des niveaux gréseux. Le faciès admet par ailleurs, des minéraux argileux (illite, chlorite, glauconie, montmorillonite), des minéraux lourds (rutile et zircon), un minéral accessoire (apatite) et de nombreux opaques souvent disposés en petits lits réguliers.

La Formation de Montabot admet deux petits niveaux repères :

- une semelle d'**arkoses feldspathiques rouges** (1) qui correspond à un faciès intermédiaire entre les schistes de Saint-Rémy et les arkoses de Montabot. Leur localisation se restreint au secteur de l'Oliverie, situé à l'Ouest de la carrière de Guilberville (x = 359,50 ; y = 1 146,20). Il s'agit d'un petit niveau de 5 ou 6 m d'épaisseur ;
- un horizon de **conglomérats blancs** (2) d'orientation E-W, au Sud du parc zoologique. Ce faciès est composé d'une matrice gréseuse grossière, peu abondante et riche en minéraux argileux et en grains de quartz et de feldspaths. Les galets de quartz prédominent. Ils sont relativement bien arrondis, voire sub-anguleux, et leur taille peut atteindre plusieurs centimètres de diamètre. Ils sont fréquemment fissurés et les petites fractures sont remplies par des minéraux argileux. On remarque également la présence de petits galets quartzo-phylliteux, infracentimétriques. La localisation de ce conglomérat, au sommet de la série et non à sa base (comme c'est le cas dans la Formation du Grès

armoricain), est interprétée par F. Doré (1969) comme le résultat d'un processus de lithification tardif.

Dans la carrière de Guilberville ($x = 359,50$; $y = 1\ 146,25$), le faciès type de la Formation de Montabot renferme également de petites passées plus grossières, voire bréchiques, ainsi que des horizons glauconieux. La glauconie se présente sous l'aspect de petits grains ovoïdes, de taille généralement supérieure à celle des grains de quartz. La teinte parfois brune des grès est liée à l'altération de ce minéral en goëthite.

Aucun organisme fossile n'a jusqu'ici été identifié dans cette formation. On y retrouve néanmoins de nombreuses traces d'activités biologiques (découvertes dans l'ancienne carrière de Guilberville ($x = 359,50$; $y = 1\ 146,25$) que l'on peut répartir en deux groupes :

- les pistes simples et bilobées : il s'agit d'empreintes relativement larges, de 1 cm en moyenne, au tracé irrégulier. Elles sont localisées à la surface des bancs. Selon F. Doré (1969), « elles s'apparentent à une piste connue dans le Grès de May, nommée *Rouaultia (Fraena) lyelli* Rouault », mais « s'en différencient par l'absence de sillons marginaux de part et d'autre des lobes principaux » ;
- les terriers en « U » : ils sont ramifiés et perpendiculaires à la surface des bancs.

La présence de traces d'activités, comme de toutes autres figures sédimentaires propres aux « Grès de Montabot », ne permettent pas d'attribuer un âge stratigraphique à cette formation. On sait, en revanche, qu'ils sont antérieurs à la Formation d'Urville (Llanvirn) qui les surmonte dans la région de Jurques. Le problème majeur résulte donc dans la position de cette formation par rapport aux Grès armoricains, d'âge arénigien et localisés en partie orientale de la Zone bocaine.

La question est donc de savoir :

- si les « Grès de Montabot » sont l'équivalent stratigraphique des Grès armoricains. Il s'agirait dans ce cas d'un passage latéral de faciès d'Est en Ouest ;
- ou si ces deux formations gréseuses résultent de deux transgressions différentes. La première, celle des « Grès de Montabot », serait alors anté-arénigienne {cf. § « Conditions de formations des entités géologiques »}.

o3. Formation d'Urville (Llanvirn) : grès et siltites noires à lentilles ferrugineuses. Appelés plus communément « Schistes à Calymènes », « Schistes à Neseuretus » ou encore « Schistes d'Angers », la Formation d'Urville se caractérise par une alternance de grès et de siltites bleu-noir à brun-noir dans lesquels s'intercalent plusieurs niveaux de minerai de fer.

Comme pour tous les faciès qui vont désormais lui succéder, la Formation d'Urville est, sur la feuille de Torigni-sur-Vire uniquement présente dans les écailles de la région s'étendant de Saint-Martin-des-Besaces à Jurques. La répétition de la couche minéralisée en fer le long d'une coupe N-S résulte des plissements intenses et des écaillages qui affectent cette série.

Les conditions d'affleurements sont particulièrement mauvaises. La formation silto-gréseuse constitue, en effet, une petite dépression entre les deux buttes armées par les « Grès de Montabot » et les « Grès de May ». Ainsi disposée, elle disparaît très fréquemment sous une couverture d'éboulis ou de colluvions, comme c'est le cas au niveau du ruisseau de la Chaîne. L'exploitation minière méthodique du niveau de minerai de fer a également contribué à la disparition d'affleurements. Les documents miniers qui subsistent permettent cependant une bonne restitution de la cartographie de ce niveau.

La puissance maximale de cette formation est estimée à environ 70 m, voire 80 m, soit deux fois moins que celle située dans le synclinal d'Urville. La Formation d'Urville se caractérise donc par une importante variation latérale d'épaisseur d'Est en Ouest.

Deux types de sédiments composent cette formation :

- les siltites à granulométrie très fine. L'intense compaction subie par ce faciès a pour résultat, un débit en plaquettes centimétriques ainsi que de petits phénomènes d'expulsion d'eau et de sable. On y rencontre 70 % de micas blancs (hydromuscovite et la séricite) et 20 % de quartz. Pour le reste, il s'agit de produits organiques réduits et de quelques grains de chlorite ;
- les grès de couleur gris foncé, se présentent en petits lits très fins, millimétriques, intercalés dans les niveaux plus argileux. Les éléments sont à 99 % des grains de quartz sub-anguleux. Le ciment est constitué de minéraux argileux, en paillettes, de produits micacés (surtout de la muscovite) et de quartz microgranulaire.

La formation renferme à sa base plusieurs petits niveaux minéralisés en fer. Parmi ceux-ci, on note une couche plus importante dite « couche principale » qui fut exploitée dès le début du siècle dans toute la région (concession de Jurques du 26 novembre 1895 ; couche principale exploitée à partir de 1908). Elle est située en partie basale de la formation, à une dizaine de mètres environ du mur. Sa faible épaisseur (de 1,60 m à 3,40 m) constitue une difficulté majeure pour sa représentation cartographique. Dans la carrière du Château (x = 373,70 ; y = 1 150,00), située au Sud de Jurques, cette couche principale est formée de fer oolitique chlorito-carbonaté. Les oolites et les grains de quartz sont emballés dans une matrice argileuse contenant également des fines aiguilles de chlorite et de la sidérite cristallisée tardivement.

Selon la nature des oolites, le minerai prend différentes teintes : gris-vert ou noir lorsque les enveloppes des oolites sont chloriteuses ; marron, quand elles sont associées aux oolites chloriteuses, des oolites de plus grande taille à enveloppes où alternent la chlorite et la gœthite.

Les descriptions de faciès réalisées à l'époque par les mineurs nous ont permis par ailleurs de distinguer cinq tranches distinctes, dans cette couche (cf. § « Substances utiles, carrières ») :

- au mur, un niveau friable avec un aspect schisteux. Il s'agit généralement d'un minerai pauvre qui était retiré par les mineurs avant l'exploitation ;
- au centre, un banc rouge ou rosé. Ce niveau est beaucoup plus homogène que le précédent. Il renferme des oolites et des quartz jointifs ainsi qu'un peu de chlorite verte. Les enveloppes des oolites sont le plus souvent constituées de gœthite responsable de la coloration rouge typique ;
- une tranche de teinte brune ;
- un niveau pauvre en carbonate ;
- au toit, un banc brun, très friable, avec une teneur en fer plus variable que le banc précédent.

Ce minerai relativement dur n'était pas exploité sur toute son épaisseur.

La couleur rouge sombre de ce banc repère est tout à fait comparable à celle des pétilites de la Formation de Saint-Rémy, ce qui peut localement, au premier abord, poser quelques problèmes au plan de la cartographie. Il est néanmoins très bien visible au Sud de Jurques, à l'intersection de la D 577 et de la D 165a ($x = 374,50$; $y = 1\ 149,00$), en direction du zoo. On le retrouve également à deux reprises, plus au Nord, le long de la D 577, vers Jurques.

En partie inférieure de la formation, on observe un niveau de siltites et de grès, appelé « niveau du mur » par les mineurs. Il est très micacé (aspect très brillant) et contient de nombreuses traces de bioturbations. Il s'agit de pistes parallèles à la stratification que l'on retrouve généralement aplaties entre les feuillets des siltites et des grès. Elles s'entrecroisent très fréquemment et sont liées, semble-t-il, à d'anciens terriers de vers, les Cruziana (bois de Brimbois, au Sud de l'ancienne carrière du Haut Bosque ($x = 372,10$; $y = 1\ 150,20$)).

Au-dessus de la couche de minerai, se développe une importante série de schistes noirs sub-ardoisiers d'une puissance d'environ 60 m. Elle est constituée de siltites très fines contenant un peu de quartz. Elle contient des passées gréseuses disposées en lentilles stratiformes. Aucune trace de bioturbations ni de fossiles n'a été rencontrée.

La datation llanvirnienne de la Formation d'Urville a été possible grâce à la découverte des graptolites, *Didymograptus purchisoni*, situés à la base de la série, dans le synclinal d'Urville, près de Potigny (Robardet, 1981).

o4-5. **Formation de May (Llandeilo-Caradoc) : grès quartzitique blanc à lentilles de psammites blanches** (environ 250 m). De la même manière que la Formation de Montabot, la Formation de May joue un rôle important dans la morphologie bocaine. Les bancs de grès arment les crêtes situées au Sud de Jurques, de part et d'autre de la D 577. Ils ont une extension géographique beaucoup plus remarquable que les grès de la Formation d'Urville. Lorsqu'elle n'est pas affectée par des écailles tectoniques, la puissance de la formation peut être estimée à environ 250 m. Ces grès sont exploités dans les grandes carrières situées au Sud-Est de Jurques et fournissent des granulats de bonne qualité géotechnique.

Le terme de « Grès de May » a été défini dans la localité de May-sur-Orne où les excellentes conditions d'affleurement ont permis de définir quatre membres bien distincts, à savoir de bas en haut :

- les « grès ferrugineux » à nombreuses traces d'organismes ;
- les grès du « Petit-May » ;
- les schistes intermédiaires ;
- les grès du « Grand-May » au faciès « bancs-Pies » caractéristique.

Dans le Synclinal bocain, cette distinction n'est pas possible. Sur la feuille Torigni-sur-Vire, on peut cependant distinguer un petit niveau repère de psammite.

La Formation de May se compose de grès gris clair ou violacés, en bancs décimétriques à pluridécimétriques, dans lesquels s'intercalent de petites passées argileuses. On distingue ainsi :

- un grès en bancs massifs, de loin le plus représentatif. Il s'agit soit de grès quartzitique, compact, à grain fin, dépourvu de ciment, soit de grès quartzeux possédant un ciment pélitique toujours très réduit. Dans ces grès, le feldspath est rare, voire absent. Quand il existe, il s'agit le plus fréquemment de feldspath alcalin de type orthose. Au microscope, on constate l'absence de certains minéraux tels que l'apatite et le zircon, minéraux qui sont, au contraire, très fréquents dans les arkoses de la Formation de Montabot. On peut, par ailleurs, noter l'existence d'un minéral accidentel, le rutile. Localement, ces grès prennent une couleur gris violacé due à une fine pigmentation hématitique. La base de la formation est constituée par un microconglomérat qui renferme de petits galets de schistes rouges, plurimillimétriques, de formes arrondies ou aplaties et très généralement laminées (alternances de lamines rouge foncé et rouge clair). Il s'agit sans aucun doute d'éléments remaniés de la Formation d'Urville.

La matrice de ce microconglomérat correspond à un grès arkosique dont le ciment représente environ 10 % de la roche. Les grains sont à 90 % du quartz (3/5) et des feldspaths (2/5). On constate que les cristaux de quartz sont fortement fracturés et ont une extinction roulante très accentuée. Ceci est le témoignage d'un taux de compaction relativement élevé. Dans les 10 % de grains restants, on peut noter l'abondance des micas blancs, de la biotite et des minéraux opaques. La présence de glauconie à la base de la série est également la preuve du caractère marin de cette formation ;

- de petits niveaux plus fins parmi lesquels on distingue : les argilites rougeâtres ou noirâtres, bioturbées et d'épaisseur réduite ; les grès fins psammitiques riches en micas blancs, se présentant sous la forme de bancs métriques.

Le niveau repère de psammite est localisé dans l'écaille tectonique centrale (parmi la succession des trois petites écailles les plus occidentales au Nord-Est de Saint-Martin-des-Besaces). Il correspond à un grès très fin, blanc à grisâtre, finement lité avec une schistosité apparente bien développée. La fraction la plus gréseuse se compose uniquement de quartz. Le feldspath y est totalement absent. La fraction plus fine est très riche en muscovite.

La Formation de May se différencie de la Formation de Montabot par les critères lithologiques suivants :

- absence de minéraux lourds tels que l'apatite et le zircon ;
- granulométrie homogène et relativement faible (< 200 µm) ;
- coloration gris clair ou violacée ;
- petits niveaux plus schisteux et silteux intercalés dans un ensemble gréseux.

La Formation de May se caractérise par une bioturbation importante et la présence de figures sédimentaires. La plupart d'entre elles ont été découvertes dans les grandes carrières situées au Sud de Jurques. On peut noter en particulier :

- de petites traces de terriers en forme de croissant de lune de près de 1 cm de diamètre. Elles occupent une position horizontale par rapport à la stratigraphie et sont surtout présentes dans les niveaux les plus fins de psammites, qui présentent par ailleurs un important débit en plaquettes de 2 mm d'épaisseur ;
- des rides de courant, très bien visibles dans la petite carrière située la plus au Sud. Elles correspondent à de petites rides asymétriques qui sont bien représentées sur les surfaces de bancs. Le paléocourant est dirigé vers le Sud-Ouest (de N220° à N230°) ;
- des pistes de reptation qui sont fréquentes sur les surfaces à « ripple marks » surtout quand ces dernières sont recouvertes par une mince pellicule argilo-micacée. Ces pistes sont généralement rectilignes, mais

aussi curvilignes. Elles mesurent de 5 à 10 mm de large et jusqu'à plus d'un mètre de long. Elles se recoupent fréquemment sous tous les angles et se dirigent dans toutes les directions. Les pistes présentent un sillon médian séparant deux bords convexes ;

- des chenaux de 50 cm de profondeur et 2 m de large, contenant parfois des strates obliques. Ils reflètent la présence d'un courant sous-marin lors de la sédimentation gréseuse.

D'après Y. Lemosquet (1970), la Formation de May résulte de l'accumulation rythmique de niveaux sableux et d'horizons silto-péltiques. Les bancs gréseux contiennent fréquemment des rides de courants. Les bioturbations sont moins représentées que dans le faciès silto-péltique où ils sont par endroits très abondants.

A la suite d'une étude paléontologique détaillée des différents synclinaux paléozoïques de Basse-Normandie, Deslongchamps, Tromelin et Dalimier dressèrent, à la fin du 19^e siècle, une liste relativement exhaustive de tous les fossiles de la Formation de May. Ceux répertoriés dans la localité de Jurques sont ainsi présentés dans le tableau 2 :

GENRES	CRUSTACÉS		MOLLUSQUES		BRACHIOPODES
	Trilobites	Phyllopodes	Céphalopodes	Acéphales	Lingula
<i>Espèces</i>	Dalmanites <i>incerta</i>	Ribeira <i>conformis</i>	Conularia <i>pyramidata</i>	Ctenodonta <i>beirensis</i> <i>Erratica</i>	Orthis <i>Budleighensis</i> <i>davidson</i>
	Homalonotus <i>brevicaudatus</i> <i>brongniarti</i> <i>serratus</i> <i>vicaryi</i> <i>fugitus</i>			Modiolopsis <i>Heraulti</i> <i>Dollfusi</i>	
				Orthonota <i>Normaniana</i>	

Tabl. 2 - Liste des fossiles de la Formation de May dans la localité de Jurques

Cette liste de fossiles, associée à celle réalisée par M. Robardet (1981), dans les autres synclinaux paléozoïques de Basse-Normandie, a permis d'attribuer la formation au Llandeilo-Caradoc.

Il a été décrit au-dessus des Grès de May, dans la carrière de Jurques, des « *péltites à fragments* » appelées plus communément « *Tillites de Feuguerolles* ». Jusqu'à l'ouverture, dans les années 60, de la carrière C, la plus à l'Est de toutes celles situées au Sud-Est de Jurques, cette formation n'avait jamais été mise en évidence au sein de la Zone bocaine. Il n'en est pas de même pour les synclinaux situés au Sud de Caen (Urville, May-sur-Orne, Ranville) où ce faciès a très vite été remarqué puis cartographié par A. Bigot (1891) à la fin du 19^e siècle. Ces péltites à fragments ont toujours

eu une extension très limitée : front sud uniquement de la carrière dite du Château. L'importante quantité de granulats extraite depuis le début des années 60 a fortement endommagé ce front de taille, et aujourd'hui les pélites à fragments ont totalement disparu de l'affleurement. La description lithologique qui suit est tirée du rapport d'étude réalisé en 1994 juste avant l'extension de la partie occidentale des carrières de Jurques. Elle est donnée pour information.

Les pélites à fragments correspondent à une alternance de schistes, de grès et de psammites de teinte brun sombre à noirâtre, donnant par altération une masse compacte d'argiles plus ou moins bariolées. On observe également de petits fragments de roches dispersés dans cette masse argileuse. Au microscope, l'argilite présente une matrice assez fine, riche en chlorite et en illite, et renfermant une multitude de petits cristaux de quartz hétérométriques.

Deux types de fragments de roches ont été distingués :

- des petits galets de grès-quartzite (faciès intermédiaire entre le grès quartzueux et le quartzite) type « Grès de May » ;
- des éléments carbonatés aujourd'hui décalcifiés (aspect troué de la roche).

Silurien indifférencié

Le Silurien constitue le cœur de l'écaille tectonique la plus orientale. Il a été découvert à la faveur de l'extension de la carrière de Jurques voici seulement quelques années. C'est ce qui explique son absence sur la dernière édition (troisième) de la carte géologique Coutances à 1/80 000 (Graindor, 1966). Dans la partie orientale du synclinal bocain, comme dans la plupart des synclinaux de la région, les faciès siluriens sont bien connus et forment le cœur de ces synformes. Constitués de faciès pélitiques relativement tendres, ils forment de vastes dépressions généralement recouvertes d'une végétation très touffue. La série est relativement épaisse, notamment dans le synclinal de May-sur-Orne où elle est estimée à 235 m. Dans la carrière de Jurques, les faciès se caractérisent par des grès à grain fin et des argilites noires caractéristiques (ampélites).

s. *Ampélites noires et grès gris*. Les ampélites ou argilites noires se présentent en petits bancs centimétriques atteignant parfois 10 à 15 cm. La stratification est cependant très mal exprimée car les faciès sont fréquemment pincés le long des plans de chevauchement. Elles sont riches en cristaux de pyrite et de marcassite et en traces d'activités biologiques indéterminables. Deux niveaux principaux d'argilites ont été localisés (carrières de Jurques) : un à la base de la série gréseuse, en contact avec la Formation de May (contact tectonique), et un second au sommet de la série

silurienne sous le grand plan de chevauchement situé le plus au Nord (*cf.* fig. 12, § « Risques naturels »).

Les grès siluriens de teinte gris clair à beige, se présentent en bancs massifs métriques. Leur puissance atteint une vingtaine de mètres. Étant donné la forme actuelle de la carrière, ils sont uniquement observables dans la partie ouest de cette dernière où ils sont affectés de replis liés au caractère chevauchant du flanc nord de la Zone bocaine. Ces grès, de nature quartzitique et à granulométrie fine (taille moyenne des grains de quartz : de 100 à 120 μ m), se singularisent par l'abondance du microcline et, plus accessoirement, par la présence d'orthose et de plagioclase. Ces feldspaths côtoient des paillettes de muscovite, des minéraux lourds (zircon, rutile, opaques) et quelques grains carbonatés. Macroscopiquement, la distinction pétrographique entre les Grès de May et les grès siluriens est donc très difficile. Les grès siluriens se différencient cependant par l'absence de figures sédimentaires de type « ripple marks », ainsi que de terriers ou de traces fossiles. Aucune fracturation, caractérisée par des niveaux plus violacés, n'est par ailleurs à signaler.

Les différents logs synthétiques présentés sur la figure 4 donnent un aperçu de la répartition d'Est en Ouest des différents terrains paléozoïques décrits dans ce chapitre.

ROCHES FILONIENNES ET ROCHES VOLCANIQUES D'ÂGE INDÉTERMINÉ

Q. Quartz en filon ou en blocs épars (« silex », en terme local). Plusieurs filons de quartz ont été repérés sur cette feuille, principalement dans le socle briovérien au niveau des communes de Rouxville, Saint-Jean-des-Baisants et Montrabot. De direction très variable (N20° à N170°E), ils apparaissent souvent démantelés, à l'état de blocs épars. De puissance pluridécimétrique à métrique, ils sont constitués de quartz blanc laiteux plus ou moins cataclasé. Dans le Paléozoïque, un important filon, subméridien, de plus d'un kilomètre de long, a été cartographié au niveau de la commune de Placy-Montaigu. Il se marque, dans les champs, par un alignement de blocs de quartz dépassant le mètre cube, et a fait autrefois l'objet d'une exploitation artisanale en carrière.

Dans tous les cas, aucune trace de minéralisation (oxydes ou sulfures) n'a été décelée. L'âge de mise en place de ces filons est probablement à rattacher à l'orogénèse hercynienne.

Rappelons que le quartz est également abondant dans les formations du Briovérien inférieur, à l'état de veinules ou de lentilles ou amygdales de quartz d'exsudation.

δβ Dolérite en dyke dans le socle briovérien ou en blocs épars.

Un filon de dolérite a été observé sur cette zone au niveau de la commune de Parfouru-l'Eclain (x = 375,13 ; y = 1 163,80). Il est constitué d'une roche vert sombre à grain moyen, à altération en pelures d'oignon et débit en boules, relativement saine et très peu déformée. Cette roche, à texture doléritique, est composée principalement d'un enchevêtrement de plagioclase, d'amphibole verte et brune, plus ou moins chloritisée, et de clinopyroxène. Ce filon, de puissance plurimétrique (une dizaine de mètres), s'aligne sur environ 300 m selon une direction N50° à N60°E, peu fréquente dans la région, où les filons doléritiques sont généralement subméridiens.

L'âge de sa mise en place reste encore très problématique, post-cadomien et probablement antérieur au fonctionnement de l'accident de Granville. Si l'on se réfère aux champs filoniens doléritiques reconnus plus au Sud (notamment sur les feuilles Domfront et Landivy ; Vernhet et *al*, 1996, 1997), on peut éventuellement attribuer à ces filons un âge dévonien à carbonifère basai (Leutwein et *al*, 1968) correspondant aux premiers stades compressifs hercyniens.

β-α. Laves basiques d'âge indéterminé. Trois « affleurements » de roches volcaniques ont été observés sur cette zone : deux au Sud de Torigni-sur-Vire, dans le Briovérien supérieur, et un près de la ferme de la Roque-Poret, au Sud de Saint-Jean-des-Essartiers. Ce dernier se situe au niveau d'une zone fortement broyée mettant en contact le Briovérien supérieur et le Paléozoïque.

Dans les trois cas, les conditions d'observation (talus dégradé et pierres volantes) n'ont pas permis d'observer les relations entre ces roches et leurs encaissants (filons, coulées ?).

Les roches prélevées dans le Briovérien, au Sud de Torigni-sur-Vire, sont à grain fin, de couleur gris-brun à verdâtre, et très altérées. Elles sont à texture felsitique, essentiellement composées de plagioclases enchevêtrés et altérés, teintés en brun par les hydroxydes de fer, de quelques minéraux ferromagnésiens (quelques biotites chloritisées), et de quelques plages interstitielles de quartz. Ces faciès peuvent être assimilés à des dacites.

La roche observée près de la Roque-Poret par V. Hervy (1997) est gris clair, légèrement verdâtre, à texture microlitique felsitique. Les grains sont très fins (inframillimétriques), composés essentiellement d'amphibole souvent chloritisée, de plagioclase (albite-oligoclase), de chlorite et de quartz interstitiel. Par sa composition minéralogique, cette roche présente toutes les caractéristiques d'une latite ou dacite.

Zone cataclasée et hydrothermalisée. Les zones situées dans l'environnement immédiat des grands accidents cadomiens tels que celui de Granville, passant au niveau du ruisseau de Précorbin, ou celui de Guilberville, passant au niveau de la Forêt-l'Evêque - Saint-Martin-des-Besaces, se caractérisent par des faciès complètement broyés, laminés, plus ou moins bréchifiés. Les terrains affectés par ces déformations sont aussi bien sédimentaires (Protérozoïque : Briovérien inférieur et supérieur ; Paléozoïque : Cambro-Ordovicien) que plutoniques (granodiorite cadomienne). Ces roches sont, en général, très altérées, cariées, plus ou moins recristallisées, et fréquemment recoupées par des filonnets à quartz et/ou quartz + carbonates + chlorite.

Les effets de ces grands accidents sur les différentes formations attestent sans aucun doute d'un rejeu de ces accidents cadomiens au cours de la phase varisque, probablement tardif.

MÉSOZOÏQUE

Les formations mésozoïques sont extrêmement réduites sur cette carte et limitées à quelques affleurements de Trias supérieur discordant sur les formations du Protérozoïque supérieur, dans l'angle nord-est de la carte.

Trias

t6. Argiles panachées et cailloutis (Keuper supérieur indifférencié).

Les sédiments triasiques sont d'origine continentale, fluviale, représentés ici par des argiles panachées, surtout rouges, plastiques ; elles sont exploitées dans la région pour la poterie, la céramique et la confection de tuiles (Noron-La-Poterie).

Ces argiles résultent essentiellement de la remobilisation des argiles rouges permienes, abondantes au Nord sur la feuille Balleroy, lesquelles présentent, mise à part l'absence de pyrophyllite, les mêmes caractéristiques minéralogiques que celles de Noron-La-Poterie. La présence de la pyrophyllite témoigne selon J.-P. Sagon (1976) d'un enrichissement en alumine du milieu de sédimentation, probablement en kaolinite. Pour J. Aubry (1982), la pyrophyllite peut être soit d'origine détritique, à partir de terrains anté-permiens, soit d'origine néogène (transformation *in situ* par réarrangement chimique). A ces argiles, sont associés des cailloutis avec des galets centimétriques à décimétriques majoritairement constitués de grès quartzitiques et de quartz filonien.

Ces formations du Trias ont été datées du Keuper supérieur par le cortège pollinique d'un horizon de la carrière d'Eroudeville (feuille Sainte-Mère-Eglise).

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations fluviales

Fx. Alluvions anciennes du Quaternaire moyen (Saalien). Situés entre 7 et 10 m au-dessus du fond actuel des vallées, ces formations alluviales sont principalement localisées au niveau du cours de la Vire. Elles correspondent à des lambeaux de nappes alluviales dont les galets sont essentiellement constitués d'éléments schisto-gréseux briovériens, de quartz, et de grès.

Fz. Alluvions récentes (Holocène). Le fond des principales vallées est comblé par des matériaux fins, limoneux ou limono-sableux, renfermant quelques graviers, et dont l'épaisseur est d'ordre métrique. Toutefois, cette épaisseur peut atteindre 1,80 m dans la vallée de la Vire, près de Saint-Lô (feuille Saint-Lô).

Sous les sédiments fins holocènes, on observe une nappe de fond graveleuse et caillouteuse de 50 à 80 cm d'épaisseur en moyenne, constituée, selon l'environnement géologique local, d'éléments silteux et gréseux du Briovérien, de quartz filoniens roulés, de grès paléozoïques, et d'une matrice sableuse grossière. Dans la région de Saint-Lô, l'épaisseur de cette nappe de fond peut atteindre 3 m, au niveau de la Vire.

Formations de versants

C. Colluvions de fond de vallon : limons argilo-sableux ou sablo-argileux à débris lithiques. Les colluvions sont des dépôts de bas de versant, de fond de vallons ou de petites dépressions, constitués de fragments lithiques, de cailloux, de blocs, de galets, de sables, de limons, ou d'argiles (pseudogley) mis en place par solifluxion et ruissellement. La composition de ces éléments et de la matrice est déterminée par la nature du substrat. Deux principaux types de colluvions ont été distingués :

- des colluvions sablo-limoneuses issues du remaniement d'altérites gréseuses du Briovérien ou du Paléozoïque ;
- des colluvions limoneuses provenant du remaniement des lœss et des altérites silteuses ou pélitiques du Briovérien ou du Paléozoïque.

Les dépôts les plus importants sont, ici, en majeure partie, localisés au pied des reliefs paléozoïques.

Formations éoliennes

Œy. Lœss weichséliens. Ces dépôts homogènes correspondent à une accumulation de fines particules minérales transportées par les vents au cours du Weichsélien. La répartition de ces dépôts est en partie contrôlée par la morphologie du paysage, les placages apparaissant préférentiellement localisés au sommet et sur les versants nord et nord-est des collines, ainsi que sur les versants orientaux des reliefs (zones situées à l'abri des vents). Cette couverture lœssique (limons à doublets) est largement développée dans le quart nord-est de la feuille, au niveau de la dépression NE-SW située au Nord de Caumont-l'Eventé, ainsi que dans le secteur de Littry. Quelques beaux placages peuvent également être observés au pied des collines paléozoïques, près de Saint-Symphorien-les-Buttes et au Nord de Guilberville. La puissance de ces formations (cartographiées à partir d'une épaisseur minimale de 0,50 m) atteint au maximum 2,50 m à 3,00 m.

Ce sédiment éolien présente sur le plan granulométrique une médiane très bien classée, comprise entre 25 et 30 μm , la fraction dominante se situant entre 10 et 50 μm . La courbe granulométrique cumulative est de type sigmoïde. Limons et sablons en sont les termes dominants, représentant 70 à 80 % du stock. La teneur en argile varie entre 10 et 20 %, et peut atteindre 25 %.

Ces sédiments sont également constitués de minéraux lourds dont la tourmaline, le zircon, la staurotide, la hornblende et l'épidote, l'association épidote + amphibole témoignant d'une origine marine. Ces lœss correspondent à des sédiments fins, présents initialement dans le fond du golfe normando-breton, remobilisés lors de l'exondation de ce dernier lors de la dernière période glaciaire (Würm) et dispersés par les vents d'Ouest dans l'arrière-pays normand. Les accumulations se sont faites préférentiellement dans les zones abritées des vents.

Altérites

Altérites des formations briovériennes et paléozoïques. Les altérites des formations briovériennes et paléozoïques n'ont pas été prises en compte dans la mesure où elles apparaissent globalement peu développées (puissance d'ordre métrique). Probablement nettement plus développées à l'origine, ces formations apparaissent actuellement extrêmement réduites, en majeure partie décapées (communication orale de R. Wyns, ingénieur géologue au BRGM, mars 2000), ceci quelles que soient les formations. Les altérites les plus évoluées, observées très ponctuellement, se présentent sous la forme de couches ou de poches d'argile beige à jaunâtre constituées à 60 % de kaolinite ou de roches

pulvérulentes. Mais elles restent en général nettement peu développées (puissance d'ordre métrique), peu évoluées (stade de la fragmentation, avec éléments mélangés aux limons). Les grès et grauwackes se décomposent en fragments centimétriques de couleur gris-beige à beige ainsi qu'en sable à grain moyen à fin, très argileux. Les siltites-argilites-pélites se débitent en petites plaquettes gris-beige, bleu verdâtre, vert ou rouge, et peuvent constituer un limon gris ou rouge très argileux.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : LE BRIOVÉRIEN ET L'OROGÈNE CADOMIENNE

Les terrains les plus anciens répertoriés sur ce secteur appartiennent au Protérozoïque supérieur (Briovérien). L'histoire géologique de cette région débute par la mise en place, entre 640 et 585 Ma, des terrains du Briovérien inférieur phtanitique composés de dépôts sédimentaires silteux et grauwackeux, à éléments volcaniques remaniés, et de niveaux phtanitiques (Formation de Saint-Lô). Ces dépôts terrigènes silteux (b1S) et tuffacés (biG) sont issus du démantèlement des roches volcaniques du Briovérien inférieur (magmatisme d'arc), visibles à l'affleurement à l'Ouest sur les feuilles Saint-Lô et Coutances. Par leur caractère très immature et l'abondance des éléments volcaniques remaniés, ils sont assimilables à des dépôts en milieu marin, placés dans un environnement d'arc insulaire (Dupret et *al*, 1997). Les études réalisées par M.-P. Dabard (1997) confirment l'existence d'un milieu marin peu profond, sporadiquement émergé, évoluant entre la zone tidale et la zone d'offshore supérieur où la dynamique des dépôts est contrôlée par l'action des tempêtes. Les intercalations phtanitiques (biPh), présentes au Nord près de Saint-Lô, résulteraient de processus diagénétiques de silicification, sous conditions de pH et Eh induites par la dégradation de la matière organique et par les circulations d'eaux vadoses (Dabard, 1997). La répartition de ces niveaux siliceux dans deux contextes différents, gréseux au Nord de Balleroy et silteux au Sud sur Torigni-sur-Vire, permet d'envisager plusieurs phases de silicification.

A 584 ± 4 Ma, la mise en place, à l'Ouest, de la diorite de Coutances, associée à la surrection de la Chaîne cadomienne, marque la fin du Briovérien inférieur.

Au Briovérien supérieur (584 à 540 Ma), le démantèlement du massif de Coutances et des séries du Briovérien inférieur contribue à alimenter en matériaux argilo-sableux la région de Torigni-sur-Vire et à la mise en place de la Formation de Granville. Les faciès fins (silt, b2S) sont évacués au

large, alors que les plus grossiers (grauwackes, b2G, et conglomérats, b2Cg) tendent à s'accumuler en bordure du bassin. Les conglomérats (b2Cg) présents dans cette région (Balleroy et Torigni-sur-Vire) constituent un niveau remarquable dans l'histoire du Briovérien supérieur, dont la présence atteste d'une modification extrêmement brutale dans le régime et la nature des apports. Ce phénomène d'extension régionale est ressenti sur toute la bordure nord de cette partie du bassin mancennien, selon un alignement NE-SW. Ces conglomérats, à galets dispersés dans une matrice grauwackeuse ou silteuse, sont assimilables à des dépôts de type « débris flow », mis en place sous l'effet de courant gravitaire de type turbiditique, dans un environnement sous-marin de pied de pente. Ce processus a déjà été mis en évidence par T. Garlan (1985) au niveau du site de la Sorière dans la Manche. Ils sont probablement issus d'une remobilisation, sous les effets de pulsions orogéniques et/ou climatiques de matériel détritique grossier accumulé sur le talus continental, et déposé au pied de celui-ci au niveau de canyons et chenaux entaillant sa base. Cette phase d'instabilité (derniers stades de mise en place du massif de Coutances ? ou réajustement du bassin ?), soulignée par cette discontinuité sédimentaire conglomératique, peut être considérée comme caractérisant la base du Briovérien supérieur. Le retour aux dépôts gréseux plus fins et aux siltites - argilites marque la reprise d'une sédimentation beaucoup plus calme, le retour à une phase de stabilité, identique à celle précédant la mise en place de ces conglomérats. La présence, dans le détail, d'alternances de siltite, argilite et grauwacke en séquences très rythmées, de type flyschöide, caractérise des variations d'origine climatique dans le régime des apports, dans un contexte sédimentaire marin relativement stable.

L'individualisation très nette sur Caumont-FÉventé, au sein du Briovérien supérieur (à dominante gréseuse), d'une importante zone silteuse, laisse entrevoir, dans cette zone, l'existence d'importants passages latéraux de faciès induits par une variation du contexte paléogéographique (présence d'une paléo-cuvette ?, zone à l'écart, uniquement envahie par les décharges très grossières à forte énergie ?). La structuration actuelle de cette zone silteuse, en particulier l'arrêt brutal de ces formations vers l'Ouest, est en grande partie liée aux effets des accidents hercyniens N125° à N140°E affectant plus au Sud le synclinal paléozoïque.

Entre 560 et 540 Ma, on assiste à la fermeture des bassins sous l'effet de la tectonique tardi-cadomienne, associée à la mise en place de grands accidents cisailants (Granville - Drôme), et au plissement des formations du Briovérien.

Vers 540 Ma, un important stock magmatique granodioritique d'origine crustale, auquel sont associés les petits massifs de Précorbin et du Mesnil-Raoul, se met en place sur Vire-Athis, engendrant une cornéification des

séries briovériennes. La montée de ces massifs intrusifs marque la fin du Protérozoïque supérieur.

Les variations climatiques au cours de cette période restent à l'heure actuelle inconnues en l'absence notamment de critères paléontologiques (organismes très primitifs et rarement fossilisés).

LE PALÉOZOÏQUE ET L'OROGENÈSE HERCYNIENNE

Le Cambrien

La sédimentation continentale de la base de la série cambrienne

Les conglomérats de base de la série cambrienne (Poudingues pourprés, k1a, et Poudingues gris, k1b) reposent en discordance sur les flyschs briovériens. Ils résultent de l'épandage, en milieu continental, des produits d'érosion des reliefs cadomiens. Ils sont caractérisés par une importante rubéfaction. Plusieurs critères sédimentologiques concourent à donner aux formations terrigènes (Poudingues pourprés et Poudingues gris) une origine fluviatile : l'absence de glauconie et de toutes traces d'organismes, le mauvais classement des sédiments, les variations brusques de la granulométrie, la forme émoussée des galets lithiques verdâtres provenant du substrat briovérien ainsi que leur imbrication (un régime torrentiel pouvant être envisagé), enfin l'importante variation latérale de la puissance de ces formations.

Deux grandes sources d'apports peuvent être envisagées :

- des roches d'origine métamorphique qui seraient issues des terrains du Cap-bas Normand de la Domnœva ;
- des roches d'origine sédimentaire et plutonique résultant du démantèlement des reliefs cadomiens (granites de Vire et d'Athis) ainsi que de la série briovérienne située en piedmont.

La sédimentation marine et laguno-marine de la série cambrienne

Au-dessus des conglomérats de base, la transgression débute dans le synclinal bocain par les dépôts pélitiques et grésos-conglomératiques (k1 à k3). Quelques indices de sédimentation en milieu calme, peu profond ont été trouvés dans certains niveaux pélitiques (k2), pouvant correspondre à des zones de bordure du bassin sédimentaire marin.

La sédimentation détritique devient progressivement plus feldspathique dans la formation des Grès brun-vert (k3a).

Avec les Grès et pélites violacées (Formation de Gouvix, k3b), les indices paléogéographiques deviennent très rares. Seul, le degré d'oxydation

primaire des sédiments traduit une certaine influence continentale. Cependant, le rapprochement fait par F. Doré (1969) entre ces formations et celles des Grès de la Bloutière a permis de leur attribuer une origine marine. Les rides et traces biologiques observées dans cette même série, sur la carte Vire (Janjou et *al.*, 1987), confirment cette hypothèse. D'après les observations faites par F. Doré (1969), dans le synclinal d'Urville, puis par L. Dangeard (1951), dans la Zone bocaine, cette formation se caractérise par des traces bien spécifiques. A l'exception de petits terriers, ces pistes non pas été mises en évidence sur la feuille Torigni-sur-Vire.

La comparaison de ce faciès (k3b) avec les précédents permet de montrer un enrichissement en minéraux feldspathiques. F. Doré (1969) expliquait cette variation minéralogique par un changement dans la source des apports entre l'épisode sédimentaire des grès et pélites violacées (k3b) et celui des conglomérats de base du Cambrien (k1a), qui proviennent pour l'essentiel du démantèlement des massifs plutoniques manceliens, situés plus au Sud. Les matériaux transportés à cette période trouvent alors leur origine sur le continent situé au Nord-Ouest, au niveau du Cap bas-normand de la Domnœna. Cette variation sédimentologique ne doit plus être interprétée comme le résultat d'un brusque changement dans l'origine des apports, mais plutôt comme le passage progressif vers une source unique dont l'influence est déjà ressentie dans la sédimentation sous-jacente.

Les Pélites et grès fins verts (k4) correspondent à un milieu de sédimentation calme et peu profond qui marque la fin de la transgression cambrienne.

Ainsi au Cambrien, la sédimentation marine dans le synclinal bocain est caractéristique de milieux peu profonds, bien alimentés en sédiments détritiques continentaux. Ce domaine devait constituer un petit bassin de réception le long du littoral.

La phase régressive, qui marque la fin du Cambrien, se fait progressivement du Nord au Sud. La sédimentation cambrienne s'arrête après les Grès feldspathiques (k3a-1) dans le synclinal de May-sur-Orne, après les Pélites violacées (k3b) dans le flanc nord du synclinal d'Urville, après les Pélites et grès verts du Pont-de-la-Mousse (k4), dans le flanc sud du synclinal d'Urville. A la fin du Cambrien, l'ensemble de la région est émergé.

La formation continentale postérieure à l'épisode marin

L'origine continentale des Pélites et grès rouges (Formation de Saint-Rémy) (k-01) est démontrée par l'absence totale d'organismes ou de traces d'activités animales dans les sédiments, ainsi que par la nature des minéraux argileux, l'illite témoignant de conditions pédogénétiques de

formation (le stade de la kaolinisation n'étant pas atteint). La sédimentation est celle d'un milieu fluviatile drainant des reliefs situés au Sud du synclinal bocain. L'élévation du bloc mancellien semble être à l'origine de ce changement de régime d'érosion et de sédimentation.

Pour F. Doré (1969), la couleur rouge de ce faciès (pigments ferriques) est héritée, sa conservation ayant été facilitée par de bonnes conditions oxydantes.

L'âge de ces dépôts reste incertain. La sédimentation pourrait débiter au cours du Cambrien, mais elle pourrait aussi être arenigienne.

L'Ordovicien

Les formations marines ordoviciennes

A l'Ordovicien, une nouvelle phase transgressive affecte une grande partie du Massif armoricain. La mer ordovicienne envahit la Normandie par l'Est en empruntant, dans un premier temps, la fosse centrale (Normandia centrale), puis s'étend sur toute la Normandia méridionale (Doré et *al*, 1979). La transgression ordovicienne atteint son apogée au Llanvirn.

La présence de glauconie et des traces d'activités biologiques décrites dans les arkoses blanches feldspathiques (Grès de Montabot, 02) témoignent de cette sédimentation à caractère transgressif. Quant aux apports sédimentaires, ils sont de deux types :

- un matériel fin dans lequel se développent deux sortes de laminations, d'une part celles parallèles à la stratification et, d'autre part, celles qui sont obliques, indiquant alors le sens du courant marin orienté du Nord vers le Sud (ancienne carrière située au Sud de Guilberville : $x = 359,50$; $y = 1\ 146,25$) ;
- un matériel plus grossier où s'élabore la glauconitisation.

Le sens du courant observé nous permet donc d'envisager un transport des matériaux du Nord vers le Sud. Cette alimentation correspond à la direction de la transgression marine à cette époque.

Lors de la sédimentation des grès et siltites noires de la Formation d'Urville (03), la transgression progresse. Dans cette formation, les conditions paléogéographiques de la sédimentation peuvent être appréciées avec une assez grande précision, de par :

- la présence de lentilles gréseuses, de microchenaux et d'oolites ferrugineuses dans l'ensemble de la formation qui témoigne d'un milieu de dépôt très agité ;

- la plupart des traces biologiques observées qui sont l'œuvre d'animaux limnivores à la recherche de nourriture. Elles se développent essentiellement dans les horizons silteux et disparaissent quand la sédimentation devient trop gréseuse.

Avec la Formation de May (04-5), les conditions de dépôt changent. La sédimentation est faite d'apports sableux modelés par les courants et les vagues dans une mer peu profonde (sédimentation littorale). Les sédiments détritiques, grossiers, sont souvent perturbés par des venues de matériels organo-détritiques fins qui moulent les figures sédimentaires des niveaux sableux. Une faune benthique fousseuse prolifère et perturbe les dépôts.

Les pélites à fragments ou Tillites de Feuguerolles, situées au-dessus des Grès de May, dans la carrière de Jurques, sont très déformées par les écaillages. Régionalement, une origine glacio-marine a été proposée par L. Dangeard et F. Doré (1971) afin d'expliquer la présence des éléments bréchiques disséminés dans ces pélites.

Le Silurien

Les ampélites noires et les grès gris, qui surmontent la formation précédente, ne montrent aucune structure sédimentaire interprétable en terme de paléoenvironnement.

Les lacunes de sédimentation dans le synclinal bocain

Les lacunes de sédimentations sont nombreuses dans le synclinal bocain (tabl. 3). Ainsi, la série cambrienne, à l'exception des Poudingues pourprés, est complète en partie occidentale, alors qu'une grande majorité de ces faciès disparaissent en partie centrale et orientale. On retrouve ces faciès cambriens à la limite des cartes Villers-Bocage et Torigni-sur-Vire. Certains d'entre eux prennent un aspect très différent (variations latérales de faciès).

Les séries ordovicienne supérieure et silurienne sont très bien représentées dans la partie orientale du synclinal, dans le secteur de Jurques, mais elles disparaissent à l'Ouest. Il s'agit en particulier de la Formation d'Urville (03), de la Formation de May (04-5) et des grès et ampélites du Silurien(s).

Ces lacunes sédimentaires, bien marquées dans le paysage bocain, s'expliquent par des phénomènes géologiques fréquemment associés :

- le contexte paléogéographique (localisation géographique des paléoreliefs résiduels dans le golfe marin) ;
- le contexte tectonique, anté-, syn- et post-sédimentaire, qui influence la localisation géographique de certains niveaux et qui explique l'érosion d'autres sédiments (point haut).

FORMATIONS	RÉGION OCCIDENTALE	RÉGION CENTRALE	RÉGION ORIENTALE
Grès et ampétites siluriens s	lacune	lacune	— — — —
Formation de May o4-5	lacune	lacune	— — — —
Formation d'Urville o3	lacune	lacune	— — — —
Formation de Montabot o2	lacune	_____	— — — —
Formation de Saint-Rémy k-01	_____	_____	— — — —
Schistes de Campeaux k4	_____	_____	— — — —
Formation de Gouvix k3b	_____	lacune	_____
Grès brun-vert k4	_____	lacune	_____
Pélites et Calcaires k2	_____	lacune	_____
Poudings gris k1b	_____	lacune	lacune
Poudingues pourprés k1a	_____	lacune	_____
Briovérien b	_____	_____	_____

Tabl. 3 - Répartition géographique des différentes formations cambro-siluriennes d'Ouest en Est dans le synclinal bocain sur la feuille Torigni-sur-Vire (_____ répartition continue des sédiments, — — — répartition discontinue des sédiments)

La tectonique est en grande partie responsable de ces brusques disparitions de faciès. La création de horsts et de grabens avant, pendant et après les dépôts des sédiments a favorisé leur accumulation ou au contraire leur érosion. Ceci se matérialise en cartographie par l'existence de grandes failles normales de directions principales N160 à N10°.

Les changements latéraux de faciès dans les formations cambriennes

Les changements latéraux de faciès marquent essentiellement la partie basale du Cambrien. Ainsi, peut-on observer d'Ouest en Est de la feuille, une variation lithologique des formations k2 et k3a.

• **Variations lithologiques dans la Formation k2.** Le faciès de pélites vertes et rouges (k2-1), présent en partie orientale, passe vers l'Ouest à un faciès de pélites et grès vert à ocre (k2-2). Le passage latéral de faciès est marqué, d'Ouest en Est, par une disparition du faciès gréseux et l'apparition de la coloration pourpre des pélites. On note également une augmentation de la puissance de la série en partie occidentale.

En revanche, vers le centre du synclinal (fig. 4 : log B), aucun de ces deux faciès n'est présent.

• **Variations lithologiques dans la Formation k3a.** À l'Ouest, dans l'Unité de Troisgot, la Formation k3a est caractérisée par les grès grossiers à conglomératiques brun-vert (k3a-2). Vers l'Est, elle passe à un grès feldspathique brun, vert à rosé (Formation de Caumont, k3a-1). Le passage latéral de faciès se caractérise, d'Est en Ouest, par un accroissement de la granulométrie et une augmentation de la puissance des séries. Au centre du synclinal (fig. 4 : log B), on observe, comme dans le cas précédemment (Formation k2), une lacune de ces deux faciès.

Les passages latéraux de faciès au sein de ces formations se caractérisent dans les deux cas par une diminution de la granulométrie d'Ouest en Est du synclinal et par l'apparition d'une coloration rouge ou brune en partie est. Ces variations lithologiques s'expliquent par une modification du milieu de dépôts. Les sédiments marins peu profonds, situés en partie occidentale, passent progressivement à des sédiments continentaux, en partie orientale. Au Cambrien, le synclinal bocain se présente donc sous la forme d'un petit bassin dont la bordure orientale est située dans la région de Placy-Montaigu. Le ressaut morphologique présent à l'est semble disparaître lors de la période de sédimentation des Schistes de Gouvix (k3b).

Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces changements :

- une érosion du relief ;
- une transgression permettant l'envoieement total de la région.

La sédimentation gréseuse dans le synclinal bocain

La série lithologique présente au sein du synclinal bocain, sur la feuille Torigni-sur-Vire, s'étend du Cambrien inférieur au Silurien inférieur. Les faciès sédimentaires y sont relativement monotones rendant ainsi très difficile la cartographie de ce secteur. Il s'agit en effet d'une alternance de grès et de schistes de couleur peu variable.

Les problèmes cartographiques ont essentiellement été rencontrés dans les niveaux les plus gréseux, à savoir : les grès de la Formation de Montabot, les grès de la Formation de May et les grès siluriens dont les caractères pétrographiques sont semblables. Le tableau 4 ci-après a pour but de présenter les principaux critères distinctifs entre ces trois formations.

Corrélation lithostratigraphique entre la Formation des Grès de Montabot et la Formation du Grès armoricain

Dans le synclinal de la Zone bocaine, le faciès situé entre les Formations de Saint.-Rémy (ko1) et d'Urville (03) correspond à la Formation de Montabot (02). Dans les synclinaux d'Urville et de May-sur-Orne, cette formation a pour équivalence chronostratigraphique celle du Grès armoricain.

À partir des années 60, deux principales théories se sont affrontées afin de démontrer la nature de la relation lithostratigraphique entre ces deux formations :

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES	FORMATION DE MONTABOT	FORMATION DE MAY	GRÈS SILURIENS
Âge stratigraphique	Ordovicien inférieur	Ordovicien supérieur	Silurien
Nature	arkose	grès quartzitique (pas de ciment) ou quartzeux (ciment péltitique)	grès quartzitique
Couleur	gris, blanc, rose	gris clair à violacé	gris clair à beige
Granulométrie	très fin à moyen	très fin, homogène	fin
Minéraux principaux	auartz (65 %), feldspath (25 %)	quartz, feldspath rare (orthose)	quartz, microcline, orthose, plagioclase
Minéraux lourds	zircon, rutile, anatase	rutile glauconie à la base	zircon, rutile, opaques
Minéraux accessoires	glauconie	hématite	grains carbonatés, paillettes de muscovite
Niveau repère	- horizon conglomératique au sommet - faciès de transition à la base avec les schistes rouges	niveaux de psammites à micas blancs et argilites rouges	argilite noire (ampélites) intercalée
Fossiles		faunes benthiques fousseuses, pistes	aucun
Figures sédimentaires	pistes et terriers	- « ripple marks » - terriers - pistes de reptation - chenaux	aucune
Conditions de sédimentation	milieu transgressif	sédimentation littorale détritique grossière	?
Origine des matériaux	transport du Nord vers le Sud	transport du Sud vers le Nord	?

Tabl. 4 - Sédimentation gréseuse ordovicienne et silurienne dans le synclinal bocain : rappels sur les caractéristiques pétrographiques de ces trois formations (Hervy, 1997)

- celle de F. Doré (1969) qui en fait des formations distinctes et qui propose un âge cambro-trémadocien à la Formation de Montabot ;
- celle de C. Klein (1963) qui soutient l'idée qu'il s'agit de la même formation et que les variations sédimentaires ne sont que locales. Cette hypothèse sera reprise par L. Minoux et *al.* (1987).

Quoiqu'il en soit, l'absence de faunes et autres marqueurs stratigraphiques dans la Formation de Montabot ne permet pas une datation précise de ce faciès.

L'étude sédimentologique relativement poussée sur ces deux formations, effectuée dans le cadre de l'établissement des cartes géologiques Torigni-sur-Vire, Villers-Bocage et Mézidon, permet d'apporter de nouveaux éléments à ce problème.

Le terme de « Grès armoricain » a été défini par M. Rouault (1851) et fut appliqué en Basse-Normandie par P. Dalimier (1863). Cette formation, d'âge arénigien, est présente sur une grande partie du Massif armoricain où elle subit des variations régionales importantes. De nombreux travaux ont été réalisés sur la Formation du Grès armoricain. Notons entre autres, la thèse de J. Durand (1985), qui constitue une remarquable synthèse sédimentologique et paléogéographique.

Dans la région qui nous intéresse (Normania), les Grès armoricains sont surtout bien représentés en partie orientale, dans le synclinal d'Urville, où ses barres gréseuses constituent des paléoreliefs. L'étude détaillée de ce faciès a été facilitée par la Laize et le Laizon qui entaillent profondément la roche. Le site remarquable de la Brèche-au-Diable, au Nord de Potigny, en est un très bel exemple.

Les Grès armoricains correspondent à un quartzite blanc très massif et homogène, à patine brune. Il se distingue par sa dureté très élevée. Il est ainsi exploité comme granulats dans la carrière de Périmeras (feuille Mézidon).

En lame mince, on observe un faciès très monotone, composé à 99 % de grains de quartz isogranulaires et jointifs, de quelques paillettes de muscovite et de quelques opaques.

La série débute, semble-t-il, par un conglomérat de base de 3 cm de puissance.

La datation stratigraphique des grès a été possible grâce à la découverte, dans des passées schisteuses, de chitinozoaires et d'acritarches qui donnent un âge arénigien inférieur.

De nombreuses structures et figures biologiques ont également été découvertes dans ce faciès :

- les célèbres tigillites qui sont en réalité des scolithes. Ces terriers ont une origine relativement mal connue. Il s'agirait de terriers de lingulés ou bien de terriers de vers de type annélide. Ils ont un diamètre d'ordre centimétrique et peuvent atteindre plus d'un mètre de long. Leur remplissage est de même nature que la matrice, c'est-à-dire quartzitique. Ils constituent à la fois un très bon repère stratigraphique (puisqu'on les retrouve toujours perpendiculaires à cette dernière) et une zone de faiblesse dans le cas de fracturation. Ils sont très fréquemment concentrés dans certains bancs où ils peuvent être quasiment jointifs ;
- des terriers verticaux, de plus faible longueur et d'un diamètre de plusieurs centimètres ;
- des terriers hélicoïdaux creusés, semble-t-il, par des annélides sessiles (arénicoles) et qui, d'après le sens de reptation, indiqueraient une direction d'apports Nord-Sud (Lemosquet, 1970) ;
- des traces de reptation, ou bilobites pour les anciens auteurs.

Parmi les figures et les structures d'origine mécanique, les rides de courant (rides et mégarides) sont les plus fréquentes. D'après le tableau des caractéristiques lithofaciologiques de J. Durand (1985), l'association des perturbations de type scolithe, avec ces figures de courants, permet d'envisager un milieu de sédimentation marine, tidale, correspondant à d'anciennes et vastes prairies côtières.

L'origine des matériaux est mal connue. A l'échelle du Massif armoricain, l'influence tidale rend délicate la localisation d'arrivée des matériaux (Durand et Noblet, 1986). Le déplacement des sédiments semble cependant s'être effectué vers le Nord, au niveau de la presqu'île de Crozon et vers le SSW, en partie orientale du Massif armoricain.

La formation se caractérise par une importante variation d'épaisseur. Ainsi, au sein du synclinal d'Urville, on constate une diminution de 20 m de puissance entre Potigny, situé au Sud-Est, et Gouvix, situé au Nord-Ouest. Pour F. Doré (1969), cette variation est liée à la disparition progressive des Grès armoricains vers l'Ouest ; ceux-ci n'affleurent plus, en effet, dans les synclinaux de la Zone bocaine et de May-sur-Orne. L'extension maximale de ce faciès se situe dans la forêt de Cinglais, où des forages, réalisés en 1914, l'ont atteint. Les formations des Grès armoricains et des Grès de Montabot sont donc distantes de plus d'une trentaine de kilomètres. Une vaste lacune sédimentaire les sépare, dans laquelle aucun critère de passage latéral de faciès n'a pu être mis en évidence.

La comparaison lithostratigraphique entre les Formations de Montabot et du Grès armoricain est synthétisée dans le tableau 5.

Ces deux formations se ressemblent beaucoup par leur couleur, leur patine et leur dureté. Leur composition minéralogique reste cependant sensiblement différente, ce qui implique une origine sédimentaire distincte. La présence de feldspaths dans les Grès de Montabot indique, en effet, un faible transport et une origine arénacée, ce qui n'est pas le cas pour les Grès armoricains où les feldspaths sont très rares (sous forme de petits bancs).

L'absence totale de glauconie dans le faciès des Grès armoricains constitue également un élément de comparaison majeur. Elle implique des conditions de sédimentation tout à fait différentes de celles des Grès de Montabot.

Les Grès de Montabot correspondent, en fait, à des dépôts marins en milieu transgressif (présence de glauconie). Le système de golfe emprunté par la mer dans la Zone bocaine confirme bien cette phase transgressive. Les apports sédimentaires ont une direction NE-SW, identique à celle de l'arrivée de la mer.

Les Grès armoricains correspondent également à des dépôts marins. L'absence de glauconie leur enlève cependant tout caractère transgressif. Bien que la mer arrive de l'ENE, les apports sédimentaires semblent

	Formation du Grès armoricain	Formation de Montabot
Lithologie	<ul style="list-style-type: none"> - quartzite blanc, à 99 % de quartz, patine brunâtre, nombreuses traces de bioturbations (tigillites) - absence de glauconie - petits niveaux feldspathiques (Doré, 1969) - minéraux lourds : zircon, rutile, tourmaline - granulométrie : moyenne 	<ul style="list-style-type: none"> - arkose blanche, contenant plus de 25 % de feldspaths, patine brunâtre, empreintes de pistes et de terriers ramifiés - glauconie à la base - minéraux lourds : zircon, apatite (nombreuses), tourmaline, rutile, anatase,... - granulométrie : très fine à moyenne
Relations géométriques avec les terrains encaissants	<ul style="list-style-type: none"> - reposent sur la Formation de Saint-Rémy (feuille Falaise) sauf dans la partie nord-est de la Normania (Urville) - discordance angulaire - présence locale d'un conglomérat de base 	<ul style="list-style-type: none"> - toujours en contact avec la Formation de Saint-Rémy - contact concordant - pas de conglomérats de base, mais présence de passées plus grossières au sein de la formation
Relations géométriques avec les terrains sus-jacents	<ul style="list-style-type: none"> - contact concordant avec la Formation d'Urville (Llanvirn) - absence de faciès de transition 	<ul style="list-style-type: none"> - contact concordant avec la Formation d'Urville (Llanvirn) - transition marquée par un niveau conglomératique, à éléments de quartz
Relations entre la paléogéographie et la sédimentation	cartes présentant l'extension de la sédimentation ordovicienne	
	<ul style="list-style-type: none"> - absent du golfe bocain - absent de la coupe de Saint-Rémy et de la province de la vallée de l'Orne - présence dans la partie ouest du synclinal de May (forage Berville) - épaisseur : en Normandie de 25 à 150 m - arrivée de la mer de l'ENE 	<ul style="list-style-type: none"> - uniquement dans le golfe bocain - absent de la coupe de Saint-Rémy et de la province de la vallée de l'Orne - épaisseur : environ 150 m - arrivée de la mer du Nord-Est

Tabl. 5 - Comparaison lithostratigraphique des formations des Grès de Montabot et des Grès armoricains (Hervy, 1997)

provenir du continent, à savoir de l'WSW. Ce système sédimentaire fonctionnerait donc de façon similaire à celui d'un delta.

A l'Ordovicien, la mer devait venir s'engouffrer dans un couloir ou golfe légèrement courbe de direction N-S, en partie nord du synclinal, et NE-SW dans le synclinal bocain. De chaque côté de ce golfe, le phénomène inverse est observé, c'est-à-dire que le continent tend à gagner sur la mer tel un système deltaïque. Cette hypothèse de reconstitution paléogéographique confirme les origines sédimentaires différentes de chaque formation ainsi que l'extension géographique des dépôts ordoviciens.

Ainsi, les Grès armoricains et les Grès de Montabot se rattachent à une seule et même formation qui se caractérise par d'importantes variations latérales de faciès. Dans le synclinal bocain, les Grès de Montabot, présents

uniquement en partie occidentale et centrale, passent progressivement vers l'Est aux Grès armoricains. Cette variation s'explique semble-t-il par le contexte paléogéographique différent dans les deux cas qui entraîne des directions d'apports détritiques opposées.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La structuration des différents terrains présents sur la feuille Torigni-sur-Vire (Protérozoïque, Paléozoïque) résulte des tectoniques cadomienne, affectant le Briovérien, puis hercynienne, touchant les terrains briovériens et paléozoïques (*cf.* coupe schématique et figures 5 à 10).

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME CADOMIENS

Les déformations plicatives des terrains briovériens sont antérieures au dépôt des terrains paléozoïques du synclinal de la Zone bocaine, discordants sur le Briovérien. Elles correspondent aux phases tardives de l'orogénèse cadomienne, synchrone de la mise en place du batholite mancellien de Vire-Athis, datée à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982). Ces déformations plicatives, affectant le Briovérien phtanitique et le Briovérien post-phtanitique, restent, dans l'ensemble, relativement délicates à visualiser sur le terrain en raison de la rareté des plis à l'affleurement et, en particulier, des charnières. L'existence d'une schistosité majeure, affectant l'ensemble de la série briovérienne, apparaît par contre clairement exprimée. La répétition au niveau cartographique de certains horizons silteux, grauwackeux, phtanitiques ou conglomératiques, constitue le meilleur témoin de ces phases de plissements.

La comparaison entre les deux ensembles briovériens (phtanitique et post-phtanitique) fait apparaître quelques différences plus ou moins bien marquées permettant de distinguer ces deux ensembles. Les déformations sont en apparence nettement plus intenses dans l'ensemble phtanitique, notamment dans les faciès silteux où les microplis sont relativement fréquents.

Déformations dans le Briovérien phtanitique (b1)

Le Briovérien inférieur est intensément déformé, affecté par des plis isoclinaux, localement plis faillés, très serrés, anisopaques, déversés en majorité vers le Nord, à flanc inverse nord très redressé (70°) et court, et flanc normal redressé et long. Ces plis sont d'ordre décamétrique à plurihéctométrique, orientés selon une direction moyenne $N65^\circ$ à $N80^\circ E$ et à plongement axial vers l'Est. Ils sont accompagnés d'une schistosité S1de plan axial de type flux, subparallèle à parallèle au plan de stratification S0 dans les flancs des plis, avec une transposition plus ou moins prononcée du

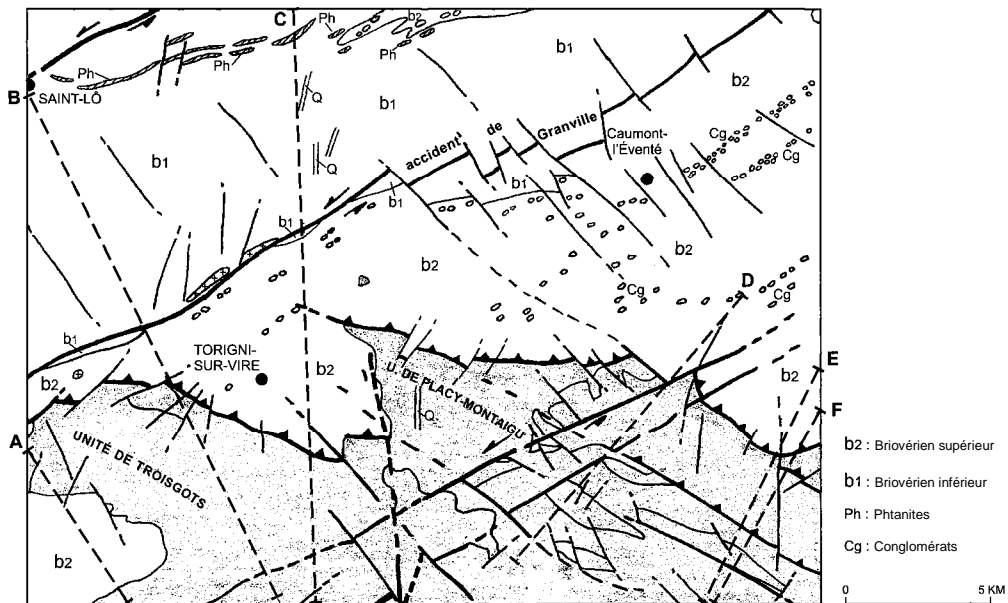


Fig. 5 - Carte de localisation des coupes géologiques (en gris : Paléozoïque)
 (la coupe C est figurée sur la carte)

plan S0 dans le plan S1 au niveau des charnières (rares observations). Cette schistosité est matérialisée, en particulier dans les siltites, par une réorientation et une recrystallisation partielle des minéraux préexistants, et par un alignement de phyllites néoformées et de minéraux opaques. Cette schistosité régionale S1 est dans la majorité des cas à plongement sud.

Les filonnets de quartz, fréquents dans le Briovérien inférieur, sont conformes ou sécants sur les plans de schistosité majeurs S1. Ils apparaissent également localement replissés, admettant cette schistosité S1 pour plan axial. Si plusieurs générations de veines de quartz peuvent être individualisées (syn-, tardi- ou post-S1), l'observation de ces filonnets replissés à S1 de plan axial, constitue une excellente preuve de l'existence d'une déformation antérieure à la déformation régionale P1, sans aucun doute de type cassant, éventuellement (mais sans preuve) de type plicatif.

A ces déformations, est associé un métamorphisme régional à caractère épizonal franc, dans le domaine « schistes verts » (zone de la chlorite). Dans ces faciès une seconde schistosité de type fracture peut également être distinguée, sécante sur la S1 et « crénelant » cette dernière, associée à des plis centimétriques anisopaques de direction d'axe N90° à N100°E (ponctuellement). Cette schistosité est essentiellement matérialisée par un réalignement mécanique et par une déformation des minéraux préexistants. L'angle entre ces deux schistosités varie entre 40° et 50°. Elle n'apparaît cependant que très ponctuellement dans l'environnement immédiat des zones faillées, notamment près des failles de Granville ou de la Drôme au Nord (près de Saint-Lô).

Déformations dans le Briovérien post phanérozoïque (b2)

On retrouve, dans le Briovérien supérieur, un style de déformation sensiblement identique, caractérisé en apparence par des plis isoclinaux, serrés, d'ordre décimétrique à pluri-hectométrique, orientés selon une direction moyenne comprise entre N65° à N80°E. Cette orientation moyenne apparaît cependant de plus en plus fluctuante à l'approche du synclinal de la Zone bocaine, évoluant jusqu'à une valeur N100° à N110°E. Ces amorces de virgation, visibles notamment au niveau de Caumont-l'Eventé, sont induites par les jeux des accidents hercyniens N120° à 140°E, et cadomiens à rejeux hercyniens N60° à 65°E.

En dehors de la zone de contact avec le Paléozoïque, les plis sont à flancs redressés (55° à 70°) et, en majorité, déversés vers le Nord. La répétition dans ce secteur des horizons de conglomérats, de siltites et de grauwackes fait clairement ressortir cette phase de plissement à laquelle est également

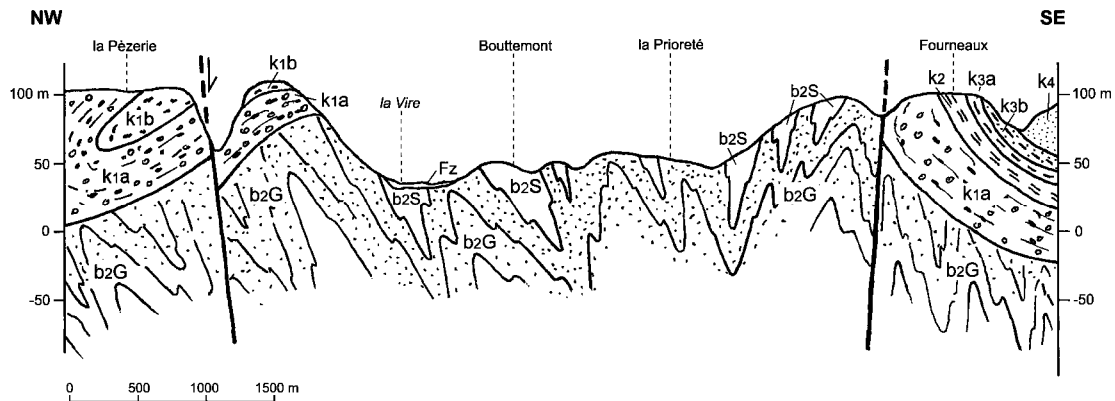


Fig. 6 - Coupe A (voir localisation fig. 5)

associée une schistosité. Cette dernière est moins intense que dans le domaine phtanitique, de type flux naissant, visible en particulier dans les faciès silteux où elle apparaît soulignée par une réorientation des minéraux préexistants et une néogénèse de minéraux phylliteux. Cette schistosité est en général subparallèle à parallèle à la S0 et également en majorité à pendage sud. Dans ce domaine post-phtanitique, le métamorphisme développé est faible, à la limite anchizone - épizone dans le faciès « schistes verts ».

Comparaison entre les deux ensembles

De façon générale, la comparaison des traits structuraux présents dans les deux ensembles briovériens montre que les déformations cadomiennes sont dans leurs caractères cinématiques et géométriques sensiblement identiques d'un ensemble à l'autre et ne diffèrent que par leur intensité. Ces déformations sont en effet plus marquées dans le Briovérien phtanitique (nombreux plis) ; la schistosité de flux y est plus développée avec un degré de recristallisation et néoformation plus prononcé ; le degré de métamorphisme y est plus élevé. On se trouve, par conséquent, ici, en présence d'un gradient cadomien de déformation, décroissant du Nord au Sud. Cette différence d'intensité de déformations est interprétée par L. Dupret (1988) et E. Dissler et *al.* (1988) comme résultant d'une différence de niveau structural. Cette phase majeure de déformation, responsable du plissement synschisteux des formations post-phtanitiques mais également phtanitiques, paraît localisée dans le temps après le dépôt du Briovérien supérieur et légèrement antérieure à la mise en place des granitoïdes mancelliens. Cette phase, identifiée plus au Sud sur les feuilles Domfront (Vernhet et *al.*, 1996) et Landivy (Vernhet et *al.*, 1997), a également été reconnue à l'Ouest sur la feuille Saint-Lô (Dupret et *al.*, 1997) et au Nord sur la feuille Balleroy (Vernhet et *al.*, 1999).

L'existence d'une structuration anté-Pl affectant le Briovérien inférieur de la bordure nord, et dont les effets sont aujourd'hui occultés, ne peut pas être totalement écartée. La présence de filonnets de quartz anté-SI constitue notamment une excellente preuve de l'existence d'une phase de déformation anté-Pl, cassante.

Fracturation dans le domaine briovérien

Plusieurs familles de failles subverticales ont été mises en évidence. Elles sont matérialisées sur le terrain par la présence de filons de quartz, de zones fortement cataclasées, par l'observation de décalages ou sont issues de l'interprétation de linéaments visibles en photographies aériennes.

Deux accidents décrochants majeurs d'amplitude régionale affectent le Briovérien sur cette zone :

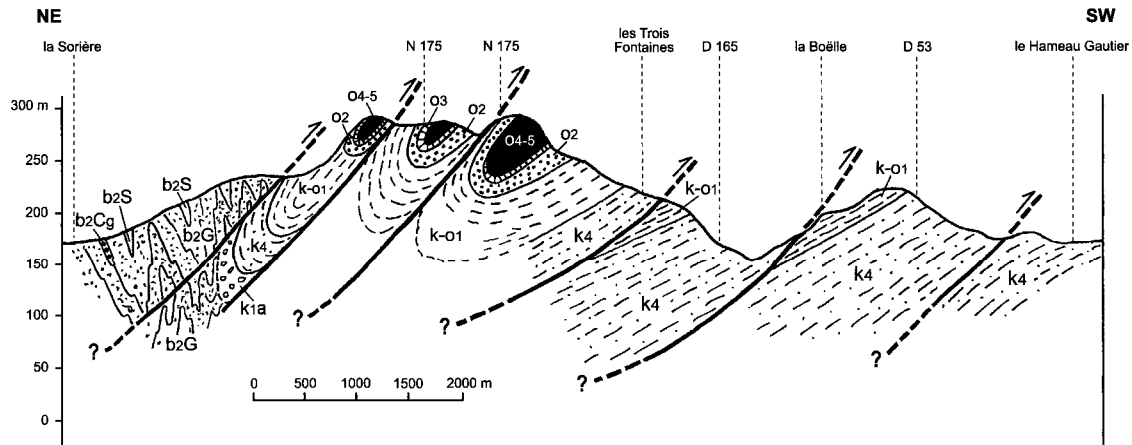


Fig. 8 - Coupe D (voir localisation fig. 5)

- au Nord-Ouest, l'accident dit « de la Drôme » (feuille Balleroy), passant par Saint-Lô, se poursuivant à l'Ouest en direction de Coutances, et au Nord-Est en direction de Noron-La Poterie ;
- au Sud, l'accident de Granville, passant au Nord de Torigni-sur-Vire, au niveau du ruisseau de Précorbin, et se prolongeant vers l'Ouest jusqu'à Granville.

Ces deux accidents sont parallèles et font partie d'un important réseau de failles multiples, parmi lesquelles, au Nord, la faille « limite », de direction N60° à N70°E, affectant l'ensemble de la région normande.

Ces accidents décrochants à jeu senestre (*cf.* feuilles Balleroy et Saint-Lô) sont caractérisés sur la feuille Torigni-sur-Vire par une importante cataclase des formations recoupées (Briovérien inférieur et supérieur, granodiorite), et la présence au sein de celles-ci de nombreux filonnets de quartz accompagné de carbonates et de chlorite (hydrothermalisme).

Ces décrochements majeurs, bien marqués au niveau du Briovérien, ressortent également très distinctement au niveau du Paléozoïque régional, notamment au Nord, au niveau du bassin houiller de Littry (faille « limite »), et à l'Ouest, au niveau des synclinaux de Montmartin et du Mesnil-Aubert (*cf.* schéma structural). Sur la feuille Torigni-sur-Vire, ce réseau de failles apparaît également clairement marqué, avec notamment un accident décrochant majeur senestre passant par Saint-Pierre-du-Fresne à l'Est, Saint-Martin-des-Besaces et la Forêt-l'Évêque à l'Ouest (fig. 5). Ce décrochement recoupe et tronque les petits synclinaux paléozoïques à cœur de Grès de May (04-5) et engendre un important décalage à l'Est au niveau des terrains de la Formation de Saint-Rémy. Des failles parallèles similaires sont également observables, notamment à La Ferrière-Harang, Saint-Denis - Maisonnelles, dans l'environnement de la carrière de Jurques et au niveau du bois de Brimbois.

Ces failles majeures, qui affectent aussi bien le Briovérien que le Paléozoïque (dont le bassin permo-carbonifère de Carentan, au Nord), ont, par conséquent, sans aucun doute, un jeu d'âge hercynien, voire même probablement tardi-hercynien. Elles correspondent apparemment à d'anciennes structures cadomiennes, dont la réactivation au cours de la phase hercynienne a, en partie, conditionné et accentué la virgation du synclinal de la Zone bocaine. Ces grandes structures faillées cadomiennes ont également probablement eu une influence majeure sur l'évolution paléogéographique au cours du Briovérien et, par conséquent, sur la sédimentation. Les effets les plus marquants de la phase de déformation hercynienne sur le Briovérien sont essentiellement liés au jeu de ces accidents décrochants ou inverses. Ils se marquent principalement par la présence de zones fortement broyées et la naissance, localement, d'une schistosité de fracture.

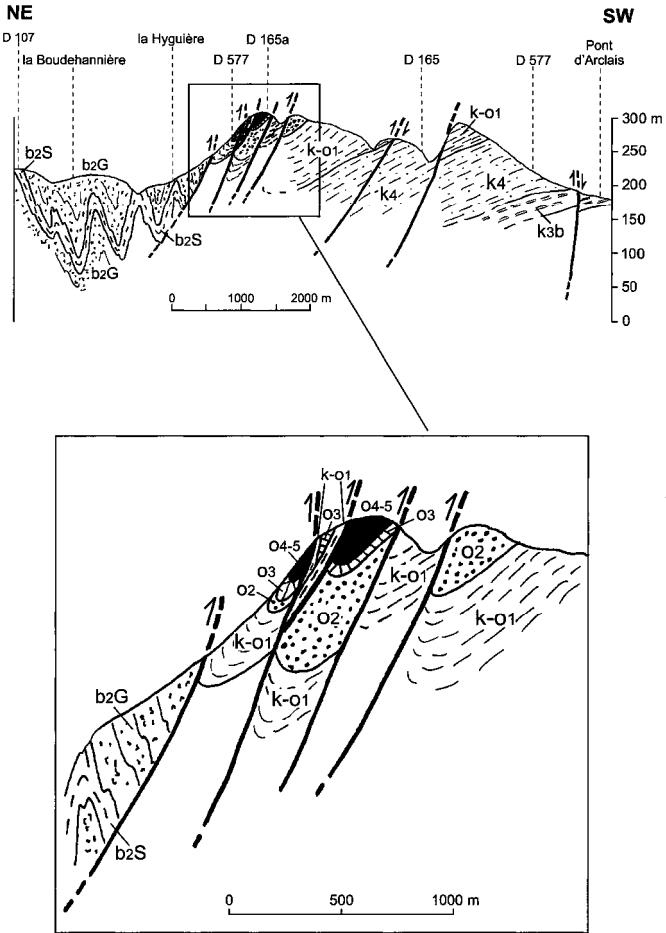


Fig. 9 - Coupe E (voir localisation fig. 5)

Outre ce réseau majeur, plusieurs directions de fracturation ont pu être individualisées dans le Briovérien :

- un réseau de fracturation N30° à N40°E, en majorité dextre ;
- un réseau de failles inverses de direction N130° à N140°E, d'âge hercynien, particulièrement bien exprimé dans le Briovérien autour de Caumont-l'Éventé, ainsi que dans le synclinal bocain ;
- une fracturation N180° à N20°E caractérisée par de grands filons de quartz à Rouxville - Notre-Dame-d'Elle, dans le Briovérien, et Placy-Montaigu, dans le Paléozoïque ;
- une fracturation N100° à N110°E, plus discrète.

Ces réseaux de fracturation ressortent également clairement au niveau de la carte et conditionnent en grande partie la structuration du réseau hydrographique actuel.

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME HERCINIENS

Depuis la première description de la structure de la Zone bocaine en « double pli d'assises siluriennes » par L. Lecornu (1892), de nombreuses études structurales se sont succédé, dont celles de A. Bigot (1928), de M.-J. Graindor (1963), de F. Doré (1969) et de M. Robardet (1981). Il est ainsi apparu très tôt que les sédiments paléozoïques et leur substratum briovérien ont été affectés par des déformations d'âge hercynien. Dans la Zone bocaine, les géométries des structures induites sont *pro parte* héritées de l'histoire tectonique cadomienne. Il en résulte aujourd'hui une mégastructure appelée « synclinorium bocain » qui présente une arcature formant un angle de 30° dans la région de Torigni-sur-Vire. Dans la partie occidentale de la feuille, les formations paléozoïques montrent des structures plissées, essentiellement orientées NE-SW, alors que dans la partie orientale, ces plis sont d'orientation NW-SE et impliqués dans des systèmes d'écaillages complexes. Ces deux domaines sont séparés par un couloir de failles NNW-SSE. Les formations briovériennes chevauchent toute la bordure nord de la Zone bocaine (fig. 5 à 10).

Les plis

Les plis, d'axe N70° à N80°, constituent les structures majeures des sédiments paléozoïques de la partie occidentale de la carte. Ils sont d'échelle cartographique. Les limites des différents faciès paléozoïques soulignent leur forme. Ces plis montrent une orientation sensiblement parallèle aux structures cadomiennes.

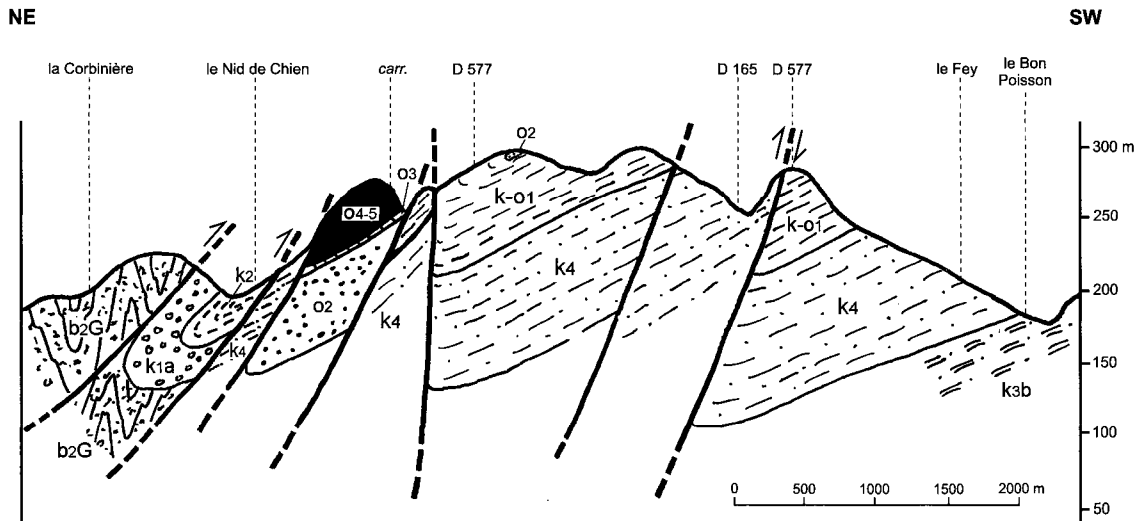


Fig. 10 - Coupe F (voir localisation fig. 5)

Le plus important de ces plis est l'anticlinal de Tessy-sur-Vire. Large de 5 km, l'anticlinal montre ici sa terminaison périclinale orientale. Le cœur de la structure est occupé par les formations briovériennes. Il est bordé au Sud-Est par le « synclinal méridional ». Les pendages de la stratification des sédiments paléozoïques sur les deux flancs du pli sont assez importants, de 60° à 70° NW sur le flanc nord, de 35° à 50° SE sur le flanc sud. Le plan axial est donc légèrement déversé vers le S SE. L'axe du pli plonge faiblement vers l'ENE. Vers l'Est, l'influence de l'anticlinal sur la géométrie de la stratification S0, ainsi que sur la géométrie du réseau hydrographique, s'atténue brutalement au niveau du couloir de failles NNW-SSE de la Ferrière-Harang qui recourent les formations paléozoïques.

Sur le flanc sud, se développe le « synclinal méridional » qui est constitué par des synclinaux de plus petite longueur d'onde : les synclinaux du Clot et de la Minerie. Ces derniers ont permis la conservation des Schistes de Saint-Rémy (k-01) et des Grès de Montabot (02). D'axe parallèle à l'anticlinal de Tessy-sur-Vire, ils sont plus étroits que celui-ci (2,5 km de large au maximum sur la carte Torigni-sur-Vire). Les pendages sont relativement faibles sur les flancs nord et sud du synclinorium (35° environ). Un anticlinal étroit à flancs très redressés (S0 à pendage de 70° à 75° dans les Schistes de Saint-Rémy) sépare les deux synclinaux. Cette structure est en partie responsable de la remontée à l'affleurement des Schistes de Campeaux (k4) au milieu des pélites et grès rouges de Saint-Rémy, au Nord de Mont-Bertrand (La Héroudière : x = 361,50 ; y = 1 147,00). Cet anticlinal pourrait correspondre au prolongement nord-est de « l'anticlinal médian » qui permet la remontée d'un coin de Briovérien (feuilles Vire et de Villedieu-les-Poêles).

Vers l'Est, dans la Forêt-l'Evêque, les pélites et grès de Saint-Rémy (k-01) s'étalent vers le Nord-Ouest et vers le Sud-Est, dans les terminaisons périclinales. Cette géométrie est partiellement accentuée par les failles d'orientation NNW-SSE.

Le flanc sud-est du synclinorium passe à un anticlinal dans les Schistes de Campeaux (secteur de Mont-Bertrand et de La Ferrière-Harang). Sur la carte Torigni-sur-Vire, n'apparaît que la terminaison nord-est de la structure.

Au Nord-Ouest, l'anticlinal de Tessy-sur-Vire est relayé par le synclinal de Troisgots. Ce pli a préservé les formations continentales de la base du Cambrien, en particulier les poudingues pourprés (k1a) qui affleurent sur une vaste zone à l'Ouest de la Vire. Les replis internes du synclinal sont soulignés par les bandes de Poudingues gris (k1b).

Les plis d'axe N100° à N110° sont localisés sur la bordure nord de la Zone bocaine et dans la moitié orientale de la carte. Ce sont le plus souvent

des structures de dimension décamétrique à hectométrique. Les plis les plus importants, d'échelle cartographique, sont peu nombreux et localisés sur la bordure nord-est de la Zone bocaine, entre Jurques et Saint-Martin-des-Besaces. Les axes des plis sont subhorizontaux ou à léger plongement est. Les plans axiaux sont assez systématiquement déversés vers le Sud. Les flancs nord des structures correspondent fréquemment à des séries inverses. Ils sont alors associés à des failles inverses et à des écaillages tectoniques. Ces plis apparaissent ainsi en étroite relation avec le chevauchement des formations briovériennes le long de la bordure nord de la Zone bocaine.

La bordure nord-est de la Zone bocaine montre une structure en pli faillé complexe correspondant à un synclinal recoupé par un système d'écailles à vergence sud-ouest. Le flanc nord-est de la structure montre une inversion de la polarité des Schistes et grès rouges de Saint-Rémy (k-01) due au rebroussement des strates sous le plan de chevauchement des formations briovériennes. Les cœurs des synclinaux écaillés sont constitués par les Grès de May (04-5) et, plus exceptionnellement, par les ampélites noires siluriennes (s) fortement déformées et schistosées (schistosité S2).

Les plis d'axe N100° à N110°E s'observent également à l'échelle métrique ou décamétrique. Dans le secteur de Mont-Bertrand, on peut signaler deux affleurements caractéristiques :

- sur la petite place située à l'entrée du village de Mont-Bertrand (x = 361,85 ; y = 1 145,80), l'affleurement au sol des Schistes et grès verts de Campeaux montre une succession de plis d'axe N100° ;
- au niveau de la Roulandière (x = 362,10 ; y = 1 146,80), on note également un très beau pli d'axe N105°E et de plan axial légèrement déversé vers le Sud.

Ces plis se retrouvent également au Nord-Ouest, dans les Schistes de Campeaux, entre Guilberville et Brectouville. Ils sont de dimension hectométrique à kilométrique. Cartographiquement, leurs axes se moulent sur la terminaison périclinale de l'anticlinal de Tessy-sur-Vire. Cette géométrie semble indiquer une antériorité des plis d'axe N70°E sur ceux d'axe N110°E.

La schistosité

Une schistosité de fracture S2 se développe localement dans les formations pélitiques et gréseuses de la Zone bocaine. Dans la vallée de la Vire, la Formation des Pélites et grès fins verts (k4) montrent une schistosité orientée N110° à N130°E et pentée de 55° à 80° vers le Nord ou vers le Sud. Dans les formations k3a et k3b, situées à l'Est de Troisgots, en

bordure de la Vire, cette schistosité se développe préférentiellement dans les niveaux plus pélitiques. Elle se caractérise par une direction proche de N100°E, avec un pendage de 50° à 60° vers le Nord.

La schistosité de fracture S2 se développe sur toute la bordure septentrionale de la Zone bocaine, sur une largeur de 2 à 3 km. Elle s'exprime préférentiellement dans les séries schisteuses cambriennes, Pérites et grès fins verts (k4), et dans les interbanes silteux des formations plus compétentes. Elle affecte notamment la matrice silteuse des Conglomérats pourprés (k1a). Ces plans s'orientent autour d'une direction moyenne N100° à N110°E et plongent fortement vers le Nord, de 70° à 80°.

La schistosité S2 résulte du déversement vers le Sud de toute la bordure septentrionale du synclinal de la Zone bocaine. Les mêmes observations ont été faites sur la carte Vire, au niveau du synclinal de Pont-Farcy, et sur la carte Condé-sur-Noireau.

La fracturation

Diaclases et failles

De nombreuses diaclases affectent les formations paléozoïques. Elles sont, le plus souvent, en relation avec des failles d'importance locale ou régionale. Ce sont des plans toujours à fort pendage (de 70° à 90°) qui se regroupent selon les directions suivantes :

- de N5° à N30°E, principalement développés dans le secteur de la vallée de la Vire ;
- de N40° à N60°E, principalement exprimés au Sud de Torigni-sur-Vire et dans la région de Saint-Martin-des-Besaces ;
- de N100° à N120°, qui sont associés aux failles inverses de la bordure nord de la Zone bocaine et développés dans la partie orientale de la feuille ;
- de N140° à N160°, qui est dominante dans la partie centrale de la feuille.

Dans la Zone bocaine, les accidents majeurs correspondent :

- aux failles inverses de la bordure nord de la Zone bocaine qui amènent le Briovérien à chevaucher les formations paléozoïques et les écaillures qui leur sont associées ;
- la zone faillée de Mont-Bertrand - Saint-Symphorien-les-Buttes, qui constitue un tronçon de l'accident de Torigni-sur-Vire - Domfront - Mayenne.

Chevauchement et écaillages tectoniques

Sur la bordure nord de la Zone bocaine, toutes les formations cambriennes, ordoviciennes et siluriennes sont impliquées dans la tectonique

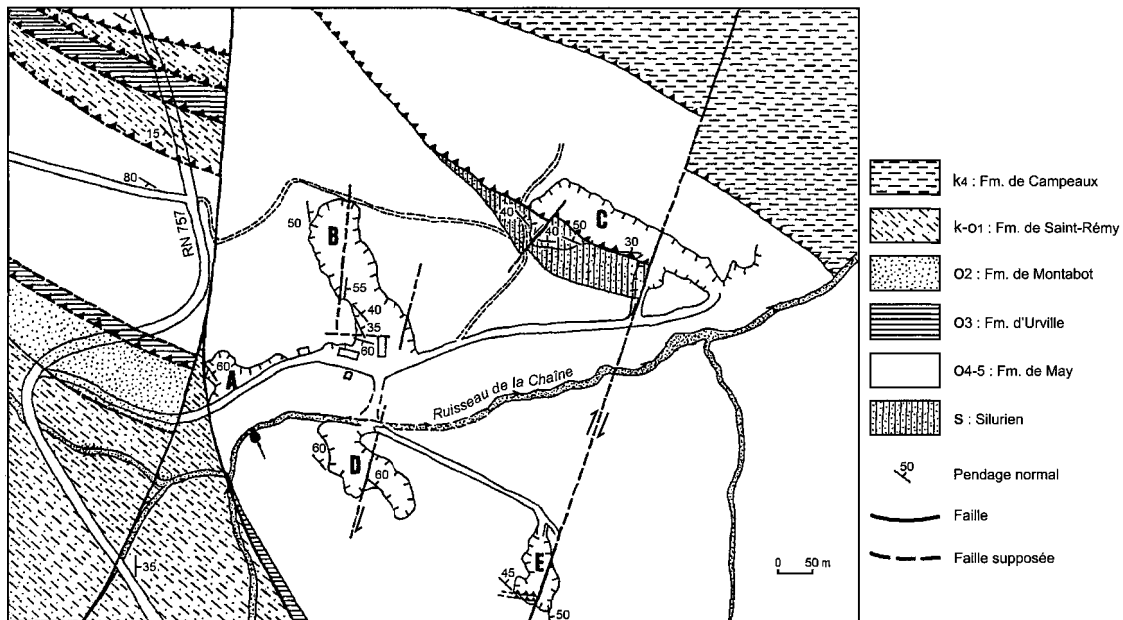


Fig. 11 - Schéma structural détaillé de la carrière de Jurques (d'après V. Hery, 1997)

chevauchante. Les failles inverses ont une direction sensiblement N110°E, mais elles peuvent présenter une forme légèrement arquée caractéristique des écaillages tectoniques. Elles sont faiblement pentées, de 30° à 40° vers le Nord. Il semblerait que ces accidents puissent s'enraciner le long d'un même plan de faille qui constituerait le niveau de décollement régional. Au contact des failles inverses, les formations sont généralement déversées vers le Sud. Sur toute la bordure nord de la partie orientale de la Zone bocaine, la série lithologique a donc une polarité inverse. Entre deux failles inverses, de petits synclinaux, à plan axial déversé vers le Sud, apparaissent localement.

Entre La Cour ($x = 375,90$; $y = 1\ 149,90$) et le Nid-de-Chien (au Sud de Jurques ($x = 374,95$; $y = 1\ 149,70$), les accidents chevauchants prennent une direction N70° à N80°E. Notons que seules les formations des Poudingues pourprés (k1a) et des Pélites à lentilles calcaires (k2-1), situées à la base du Cambrien, sont impliquées dans cette structuration. Une faille inverse de direction N80°E amène en discordance les formations cambriennes (k1a et k2-1) sur la série lithologique cambrienne (k2 à k4) à polarité inverse.

Les carrières de Jurques ($x = 374,00$; $y = 1149,60$) (fig. 11 et 12), situées à 2 km au Sud du village du même nom, permettent une observation remarquable de ces failles inverses. L'accès se fait par la D 577. Les exploitations de Jurques (exploitation privée pour les Grès de May ; demander l'autorisation) comprennent cinq grandes carrières (A à E) réparties de chaque côté du ruisseau de la Chaîne. Ces carrières, encore en activité en 1996-1997 (parties B et C) ont été fermées en 1999. La carrière C a fait l'objet de très nombreuses études au cours de ces trente dernières années. Elle présente en effet des caractères structuraux remarquables qui laissent apparaître un style tectonique en synforme déversée vers le Sud et recoupée par un plan de chevauchement (fig. 12). Depuis l'ouverture de la carrière, le front de taille n'a cessé de reculer vers l'Ouest, laissant apparaître un peu mieux, à chaque étape de l'exploitation, les structures. M. Robardet (1969) et M.-J. Graindor et M. Robardet (1973) ont schématisé l'évolution de ce front de taille à travers différentes coupes. Ces dernières furent réalisées en partie ouest de la carrière. Elles mettent en évidence le chevauchement des Grès de May, de l'Ordovicien supérieur, sur les Grès et ampélites noirs du Silurien. Ils reposent principalement sur les ampélites qui font office ici de « couche savon ». Ces ampélites noires sont très déformées et apparaissent parfois verticalisées. On y observe d'ailleurs, sur le front de taille sud, de petits boudinages caractéristiques qui sont situés juste au dessous du plan de chevauchement. Sur le front de taille ouest, on constate que le plan de chevauchement principal, orienté N100° à N110°E et penté de 10° à 40° vers le Nord, tend à se subdiviser, vers le Sud, en une série de trois petits plans de failles parallèles les uns aux autres ; ils constituent ainsi un système tectonique en écaillages qui rappelle celui observé à l'Ouest de la RN 577.

Des répliques du chevauchement de la bordure nord de la Zone bocaine peuvent être observées à la Roque-Poret. Situé au Nord-Ouest de Saint-Ouen-des-Besaces, en bordure nord du ruisseau de la Planche au Prêtre, il s'agit d'un affleurement de 4 m de haut sur 30 m de long environ. On y accède par le jardin de la dernière maison du hameau ($x = 368,50$; $y = 1 152,35$). Localisé à 700 m au Sud du chevauchement principal qui borde le synclinal, cet affleurement appartient à la Formation de Campeaux qui est représentée ici par le faciès type à Pélites et grès fins verts. Des failles inverses plurimétriques, orientées $N80^{\circ}-35^{\circ}E$, recoupent les pélites et les grès qui sont plissés et fortement schistosés.

Par ailleurs, localement, sur la bordure nord de la Zone bocaine, les Poudingues pourprés (k1a) ou gris (k1b) sont découpés en lentilles tectoniques de dimension cartographique. Ces lentilles jalonnent le contact entre les formations briovériennes et paléozoïques.

Zone faillée de Mont-Bertrand - Saint-Symphorien-les-Buttes

Elle constitue le second accident majeur régional. Entre Mont-Bertrand et Saint-Symphorien-les-Buttes, la Zone bocaine est recoupée par un ensemble de failles parallèles de direction $N140^{\circ}$ à $N150^{\circ}E$, subverticales, qui se prolongent sur plusieurs kilomètres. Les tracés des principales failles contrôlent, de façon importante, la géométrie du réseau hydrographique actuel et sont soulignés par des contrastes morphologiques (les vallées sont encaissées comme celle du ruisseau du Moulin entre Guilberville et Mont-Bertrand ; les Poudingues pourprés, limités par ces failles dominent le paysage). Cette zone faillée sépare le domaine occidental de la Zone bocaine - où les formations paléozoïques sont impliquées dans des plis d'axe $N70$ à $N80^{\circ}E$ - du domaine oriental - où ces structures plissées, réorientées $N100^{\circ}$ à $N110^{\circ}E$ - sont affectées par les écaillages multiples et par les failles inverses de direction $N110^{\circ}E$. Dans ces failles NW-SE, on observe parfois de petites lentilles tectoniques dans lesquelles se trouvent « coincés » des matériels sédimentaires d'âge variable (Pélites et grès fins verts en lentilles tectoniques dans les Schistes et grès rouges de la Formation de Saint-Rémy (k-01).

Ces failles $N140^{\circ}$ à $N150^{\circ}E$ contrôlent la répartition des Poudingues pourprés sur la limite nord de la Zone bocaine. Elles sont responsables de la vaste extension de ces faciès à l'Ouest de Placy-Montaigu, sur un axe NNW-SSE. Elles limitent cette formation vers l'Ouest au pied des collines du Bois-de-la-Hogue ($x = 361,50$; $y = 1 151,50$). Elles sont probablement localement responsables de leur réapparition entre la Tête-Marie ($x = 360,00$; $y = 1 151,00$) et les Montagnes ($x = 359,50$; $y = 1 152,20$) ainsi que des décalages de la limite nord des terrains paléozoïques dans ce secteur. Dans la Forêt-l'Évêque, plus au Sud-Est, ces failles influencent la répartition des Pélites et grès rouges (k-01), recoupent et arrêtent les plis d'axe $N70^{\circ}E$.

Cartographiquement, les failles N140° à N150°E délimitent un horst à cœur de Briovérien dans le secteur de Saint-Symphorien-les-Buttes. Les jeux appariés sont donc principalement à composantes verticales, les rejets horizontaux ne sont cependant pas à exclure. Des rejeux récents sont envisageables du fait de la répartition des dépôts sédimentaires quaternaires (secteur de Saint-Symphorien-les-Buttes).

Outre ces accidents majeurs, plusieurs autres directions de fracturation ont été individualisées dans la Zone bocaine :

- **les failles de direction N160° à N170°E** sont plus particulièrement développées dans la partie ouest de la feuille (secteur de Troisgots). Ce sont des failles normales. Elles délimitent les terrains paléozoïques en blocs effondrés vers l'Est. Les variations latérales des puissances et des faciès des formations cambriennes de part et d'autre de ces failles laissent supposer que ces structures ont pu apparaître dès le Cambrien ;

- **les failles de direction N20° à N30°E**, subverticales, montrent aussi des jeux normaux, parfois avec une composante dextre. Dans la partie ouest de la feuille, ces failles contrôlent le cours de la Vire. Au Sud de Guilberville, elles recoupent les plis d'axe N70°. Dans la partie orientale de la carte, ces failles recoupent les écaillles tectoniques et les failles N60° à N70°E. Elles montrent alors des rejets cartographiques senestres ;

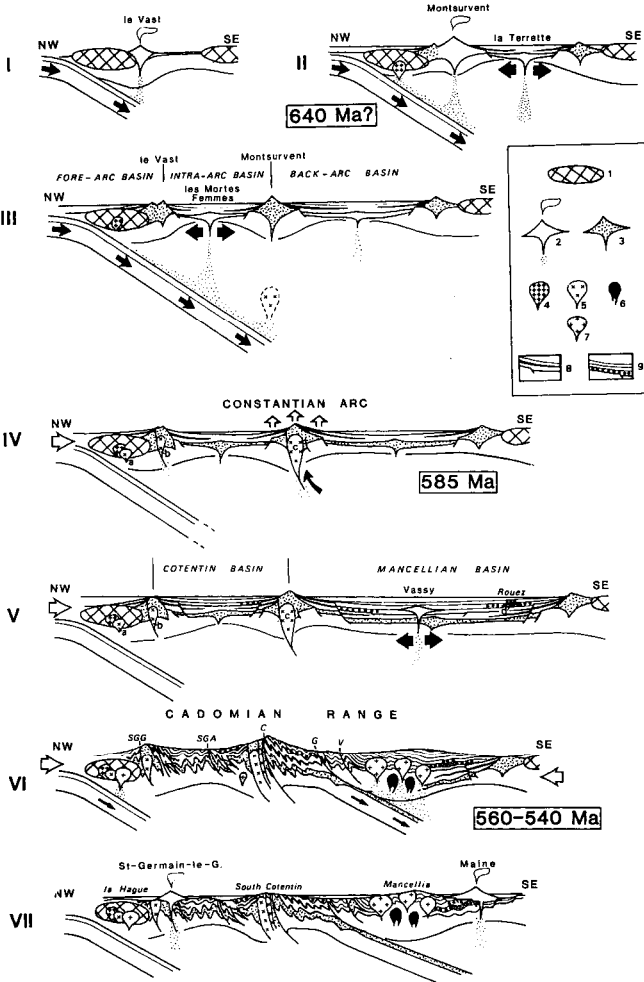
- **les failles de direction N60°E à N70°E** recoupent les plis et les écaillles tectoniques. Elles correspondent le plus souvent à des décrochements senestres à composante normale.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

LE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

L'histoire géologique régionale repose sur l'existence de phénomènes sédimentaires, magmatiques, et métamorphiques s'articulant autour de deux phases orogéniques majeures : la phase cadomienne, au Protérozoïque supérieur, et la phase hercynienne, au Paléozoïque, à l'origine des tectoniques cadomienne et hercynienne.

Les études récentes réalisées dans le domaine nord-armoricain (fig. 13) permettent d'échafauder un modèle global de l'évolution du tronçon normand de la Chaîne cadomienne, même si le dispositif géotectonique initial demeure encore hypothétique. Depuis les années 70-80, tous les auteurs (Auvray et Lefort, 1979 ; Cogné et Wright, 1980 ; Balé et Brun, 1983 ; Chantraine et *al.*, 1988 ; Dissler et *al.*, 1988 ; Graviou et *al.*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Dupret et *al.*, 1990 ; Égal et *ai.*, 1994), s'accordent pour interpréter l'orogénèse cadomienne dans le cadre de l'évolution d'une marge continentale active, située sur le rebord



1 ■ Icartien • 2 : volcanisme actif ; 3 : volcanisme inactif ; 4 : granitoïdes précoces ;
 5 • diorites (a : les Moulins ; b : le Theil ; c : Coutances) ; 6 : gabbros ; 7 : granitoïdes
 fini-cadomiens ; 8 : Briovérien inférieur à phanites ; 9 : flysch et conglomérats du
 Briovérien supérieur (d : amas sulfuré de Rouez)
 Accidents de Saint-Germain-le-Gaillard (SGG) ; de Saint-Germain-sur-Ay (SGA) ;
 de Coutance (C) ; de Granville (G) ; de Vassy (V)

Fig 13 - Évolution géodynamique cadomienne dans le NE du Massif armoricain
 (d'après Dissler *et al.*, 1988)

nord du paléo-continent Gondwana et menant à une collision entre un arc insulaire et la bordure continentale.

Le processus de subduction, provoqué par la convergence lithosphérique entre Gondwana, au Sud, et Laurentia et Baltica, au Nord, est attesté par des manifestations volcaniques dont celles du Trégor, dans le tronçon breton (datées à 610 Ma), et celles de Montsurvent, dans le Cotentin. Ces volcanites sont composées de laves basaltiques à rhyolitiques (dominante d'andésites) et de pyroclastites, dont l'affinité est de type arc insulaire (Auvray et Maillet, 1977 ; Cabanis *et al.*, 1986).

Ce volcanisme se met en place au sein d'une croûte continentale, visible à l'état de témoins dans le Nord-Cotentin (gneiss icartiens de La Hague, datés à 2 085 Ma, îles anglo-normandes). Ces lambeaux de croûte appartiennent à la bordure morcelée du Gondwana.

Alors que les déformations compressives s'expriment au Nord de l'arc insulaire de Montsurvent sous les effets de la convergence lithosphérique, la marge continentale apparaît, au Sud de ce domaine, engagé dans un processus d'extension, conduisant à un amincissement de la croûte et à l'ouverture d'un bassin marginal, siège d'épanchements de basaltes à « pillows » d'affinité tholéiitique distensive (La Terrette). Les premiers dépôts sédimentaires détritiques et terrigènes d'âge briovérien se mettent en place dans ce bassin, notamment, dans la bordure nord, les horizons à phtanite de la Formation de Saint-Lô.

Vers 585 Ma, le dispositif de subduction se bloque, alors que la convergence lithosphérique se poursuit entraînant, sous les effets de cette tectonique tangentielle majeure, un raccourcissement de la marge active. Cette phase tectonique majeure engendre, dans la partie méridionale domnonéenne, le métamorphisme des formations du Briovérien inférieur (faciès amphibolite) associé à la mise en place de la tonalité de Coutances d'affinité calco-alcaline. Les déformations attribuées à cette phase sont de type décro-chevauchante senestre (Dupret *et al.*, 1997). Le stade de maturité (arc inactif) de l'arc insulaire de Montsurvent est atteint avec la surrection de cette cordillère nouvellement constituée. Son exhumation et son érosion alimente par la suite, au cours du Briovérien supérieur, la sédimentation détritique dans un vaste bassin d'avant-pays situé au Sud : le bassin mancennien (fig. 14).

Les spilites de Vassy, présentes dans le bassin mancennien (feuille Condé-sur-Noireau ; Doré *et al.*, 1993), témoignent de l'existence d'une phase distensive au cours du Briovérien supérieur. La phase tectonique cado-mienne s'achève par une dernière phase de déformation plicative synschisteuse N70° associée à la mise en place d'un batholite granodioritique d'origine crustale (granités de la Mancellia, vers 540 Ma).

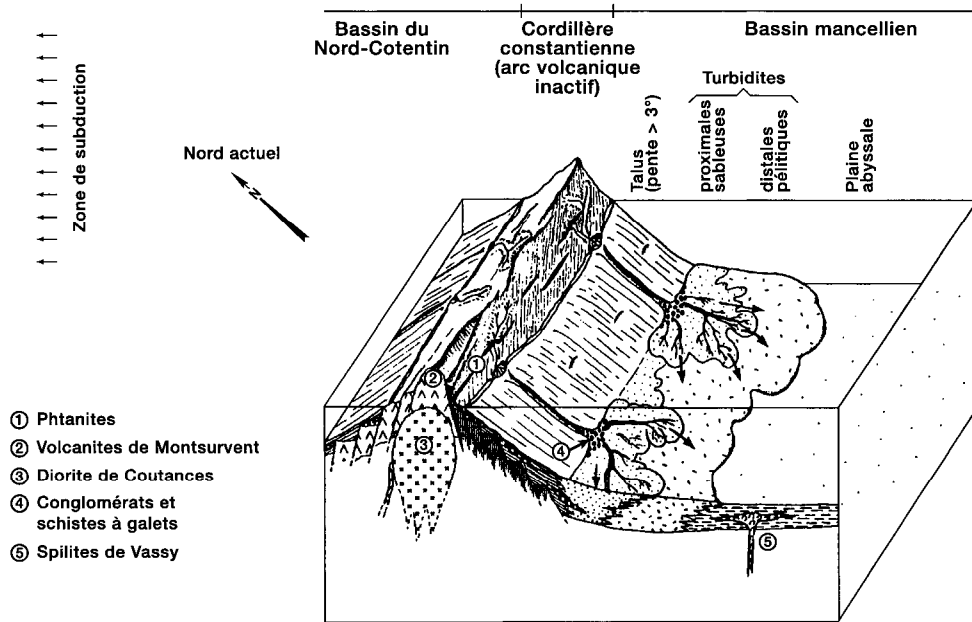


Fig. 14 - Paléogéographie du bassin mancellien au Briovérien supérieur (in Garlan, 1985)

Ce domaine est ensuite « pénéplané » et très vite envahi par la transgression marine cambrienne qui scelle la tectonique cadomienne. L'histoire cadomienne est terminée, et au cours du cycle hercynien, le craton cadomien nord-armoricain et sa couverture paléozoïque inférieur ne seront que très peu déformés. La structuration du bâti cadomien conditionnera très distinctement la répartition des formations paléozoïques.

LE PALÉOZOÏQUE

La morphologie issue de la pénéplanation irrégulière des reliefs de l'orogène cadomien va influencer les paléogéographies régionales des transgressions au cours du Paléozoïque. Deux massifs restent émergés pendant tout le Cambrien : il s'agit de la Mancellia et du Cap bas-normand de la Domnonaea, domaines définis en premier par P. Pruvost (1949), puis revus géographiquement par F. Doré (1969). La Mancellia sera envahie par la mer à l'Arénig, alors que le Cap bas-normand de la Domnonaea sera légèrement recouvert à l'Éo-Dévonien. Ils séparent le domaine immergé de la Normania en trois bassins (fig. 15) :

- la Normania septentrionale : située au niveau de la presqu'île du Cotentin, elle sera la première immergée au Cambrien ;
- la Normania centrale : elle correspond géographiquement aux synclinaux de Ranville, de May-sur-Orne, d'Urville et de la Zone bocaine. Sa partie occidentale forme un diverticule entre le Cap bas-normand et la Mancellia, constituant le golfe bocain ;
- la Normania méridionale : au Sud-Est de la Mancellia, elle est située dans la région d'Alençon et du Maine.

Mais à l'échelle du Massif armoricain, c'est l'évolution de l'océan Rhéic, depuis son ouverture au début du Paléozoïque et jusqu'à sa fermeture pendant le Carbonifère, qui va influencer l'ensemble des formations géologiques. Le schéma paléogéographique et les différentes phases de l'évolution de l'océan Rhéic sont encore sujets à débats, notamment en ce qui concerne l'ouverture de l'océan, datée soit du Cambrien (Paris et Robardet, 1994), soit de la fin de l'Ordovicien (Cocks et Fortey, 1982).

Le Paléozoïque anté-varisque se caractérise, en Basse-Normandie, par de puissants dépôts silto-gréseux et carbonates, de milieux peu profonds, épicontinentaux à continentaux et contenant peu de faunes (ce qui pose certains problèmes pour les datations stratigraphiques). Différentes transgressions vont se succéder du Cambrien (fig. 16) au Dévonien, influencées par les reliefs du socle cadomien. Elles seront contrôlées au début du Paléozoïque par une tectonique en distension (phase distensive précoce mal calée radiométriquement : Ordovicien - Silurien ; Le Gall, 1999), qui favorise les mouvements épirogéniques, l'installation de bassins localisés et qui s'accompagnent de phénomènes volcaniques. Au moment où

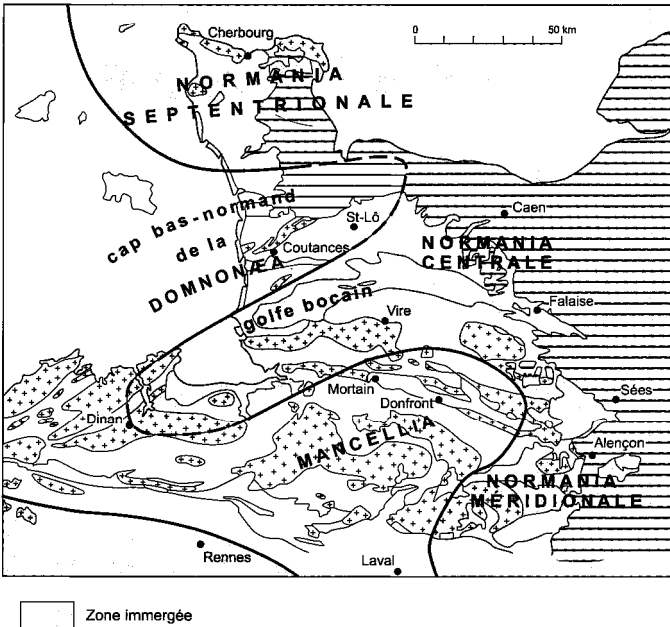


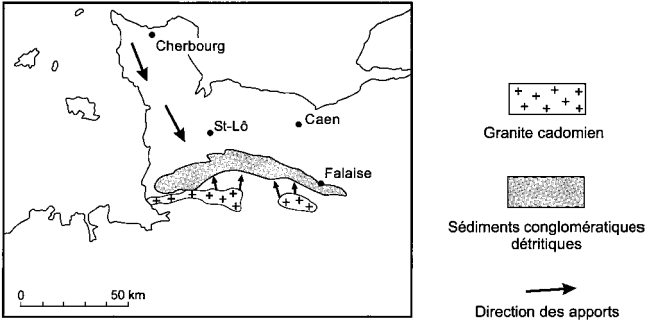
Fig. 15 - Paléogéographie de la Normandie au cours du Cambrien
(Doré, 1969)

s'avance la transgression ordovicienne sur les séries cambriennes de la Zone bocaine, les activités tectoniques et magmatiques ont cessé. Un milieu de sédimentation calme s'installe et va durer jusqu'à la fin du Dévonien inférieur. Aucune perturbation, qui pourrait évoquer un des épisodes de l'orogénèse calédonienne, ne sera enregistrée dans les sédiments. Les anomalies notées au voisinage de la limite Ordovicien - Silurien semblent correspondre aux conséquences d'une glaciation fini-ordovicienne.

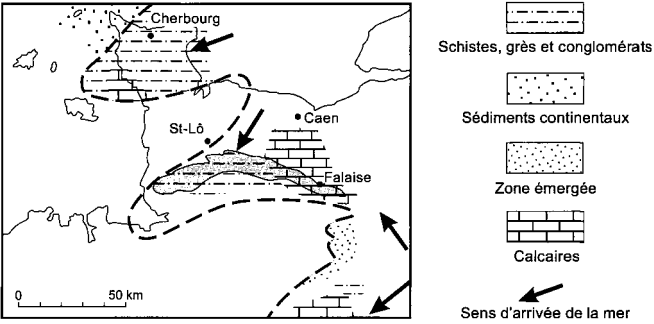
Après la période relativement calme des dépôts marins de l'Ordovicien au Dévonien inférieur, suit, au Dévonien moyen, une grande lacune sédimentaire qui traduit une période tectonique instable dans toute la Normandie. C'est la « phase bretonne » qui marque le début de la structuration varisque dans le Massif armoricain (fermeture de l'océan Rhéic ; Rolet et *al*, 1994). Elle se traduit en Mancellia, d'une part, par la mise en place d'un champ filonien doléritique lié à un régime distensif, d'autre part, par le plissement modéré des formations paléozoïques qui forment ainsi le synclinorium d'axe N70°E. La structuration majeure de cette région est datée du Carbonifère, sans doute post-Namurien et anté-Stéphanien, par comparaison avec le synclinorium de Laval situé plus au Sud. Les failles inverses se produisent alors et affectent préférentiellement la partie orientale de la Normandie.

Les différences d'intensité de déformation et de métamorphisme des séries divisent la Normandie en trois domaines structuraux : la presqu'île du Cotentin, le domaine bocain et le Maine. La presqu'île du Cotentin a subi une déformation assez forte, de climat épizonal exprimée par une schistosité ardoisière, plus ou moins synchrone de la mise en place des granités de Flamanville et de Barfleur. De grandes structures synclinales, d'orientation N70°, à déversement vers le Sud, s'individualisent (Le Corre et *al*, 1991). Le domaine bocain (la Zone bocaine et le Nord de la Mancellia) est le moins déformé des trois. Sa structuration se limite à la formation de grands plis d'axe N70°E. En réponse au chevauchement du Briovérien sur les formations paléozoïques, les plis subissent un léger déversement vers le Sud. Cette déformation est plus intense à l'Est du faisceau des failles de Torigni-sur-Vire - Domfront - Mayenne, où les plis se réorientent selon une direction N130°E, avec des flancs nord à séries inversées, associés à des écaillages complexes. A l'Ouest, les structures plissées sont relativement préservées de l'action des failles inverses et gardent des axes orientés N70°E. Le synclinorium bocain acquiert alors la forme d'un arc à concavité sud qui semble se mouler sur le noyau granitique mancennien (Le Corre et *ai*, 1991). Il est également probable que l'orientation des anciennes structures distensives cambriennes a joué un rôle.

Carte 1 - Sédimentation des « Conglomérats pourprés » (K1 : Cambrien de base) : milieu continental fluvialité



Carte 2 - Transgression des « Schistes et calcaires » (K1-3 : Cambrien inférieur)



Carte 3 - Transgression des « Dalles de Campeaux » (K4 : Cambrien supérieur)

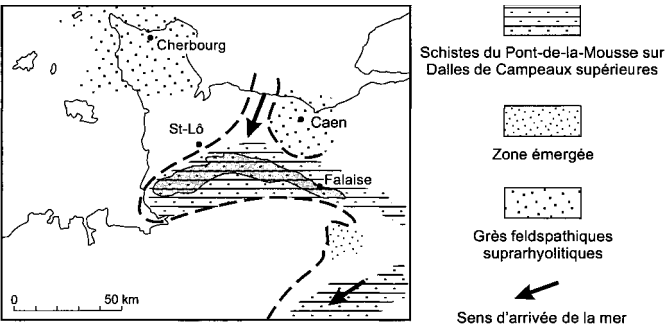


Fig. 16 - Synthèse paléogéographique de la sédimentation cambro-silurienne dans le Synclinal bocain (Doré, 1969 et 1972, modifié)

LA GÉODYNAMIQUE POSTVARISQUE ET RÉCENTE

En l'absence quasi-totale de couvertures sédimentaires mésozoïques et cénozoïques sur cette zone, la géométrie du réseau hydrographique, la géomorphologie et les formations superficielles constituent les principaux témoins de l'histoire récente de ce secteur. Régionalement, le fait le plus marquant reste la réactivation des grandes failles hercyniennes N130° à N160°, jouant un rôle majeur dans le compartimentage et la répartition, en particulier à l'Est, des formations du Lias et du Dogger (feuilles Condé-sur-Noireau (1993) et Villers-Bocage (en cours), mais également dans la « délimitation » au sein de ces formations des zones à silex. Un rejeu des grandes structures cadomiennes N60° à N70° paraît également envisageable à la vue de la structuration de ces mêmes formations, notamment sur Villers-Bocage. Les failles N20° à N40°E - qui contrôlent en partie à l'Ouest le cours de la Vire et recoupent aussi bien le socle pro-térozoïque que les écaillés tectoniques paléozoïques - attestent d'une réactivation récente, dont l'âge reste cependant à préciser. Selon S. Baize et *al.* (1997), l'âge de l'un des rejeux des accidents N150°E pourrait se situer entre le Miocène moyen et le Pliocène. C. Pareyn (1984) envisage, pour sa part, un jeu de ces accidents au cours du Pléistocène ancien.

Du point de vue sismicité, la région reste relativement stable. On signalera néanmoins les secousses ressenties à Condé-sur-Noireau en 1889 et Flers-de-l'Orne en 1962 (*cf.* § « Risques naturels »).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Les relations pouvant exister entre le substrat géologique, les sols et la nature de la végétation sont traitées dans ce chapitre. La nature des sols est étroitement dépendante de la nature du substrat. Les sols sont pour la majorité d'entre eux développés sur des formations d'altération plus ou moins déplacées, solifluées ou sur des apports éoliens de type lèss, plus ou moins développés sur cette zone. Leur différenciation est également étroitement conditionnée par le relief, induit par la nature des roches ou les phénomènes tectoniques. Ils apparaissent, en effet, en général, plus évolués dans les zones hautes et planes, moins évolués et caillouteux sur les versants, et à forte tendance hydromorphe en fond de vallées (faciès à pseudogley).

Les sols de la région de Torigni-sur-Vire sont très variés compte tenu de la diversité des substrats et des conditions de drainage.

Les sols « brunifiés » sont fréquents sur les colluvions fines des bas versants et sur une bonne partie des alluvions holocènes.

L'altération des formations briovériennes (siltites, argilites et grauwackes) conduit à la formation de limons fins argilo-sableux, à dominante argileuse dans les secteurs où prédominent les siltites-argilites, et sableuse dans les zones à grès-grauwackes dominants. La présence de placages lœssiques entraîne, au niveau de ces limons, un enrichissement de la fraction silteuse (mélange limons-lœss).

Sur ces matériaux, les sols sont bruns lessivés à bruns acides dans les zones les plus sableuses ou les plus hautes. Les sols colluviaux humiques peu différenciés sont abondants, de même que les sols bruns lorsqu'il y a une fraction limoneuse importante intégrée au produit de la désagrégation des schistes et des grès. Les sols sont neutres, avec un pH voisin de 7.

Les sols sur Briovérien sont pour partie occupés par des prairies, en particulier dans les fonds de vallées, des pâturages de ray gras, mais également fortement utilisés pour la culture du maïs, dans la moitié ouest, la culture de blé devenant prédominante à l'Est, en liaison avec un relief moins contrasté.

Les sols sur limons lœssiques sont brun jaunâtre à brun, plus ou moins lessivés, homogènes et faciles à travailler, en particulier pour la culture des céréales.

En domaine alluvial, les sols sont bruns et argilo-sableux, en majeure partie occupés par des herbages.

L'altération des formations pélitiques paléozoïques se marque par la formation de limons fins argilo-sableux, à dominante argileuse, notamment au niveau des Schistes rouges de Saint-Rémy.

Les formations gréseuses donnent des sols fréquemment sablonneux, graveleux et caillouteux, souvent imbibés d'eau (mauvaise infiltration, fonction des altérites sous-jacentes).

Les sols sur les Grès de Montabot, les Grès de May et les conglomérats sont essentiellement occupés par les massifs forestiers, le restant des formations étant recouvert par des prairies et pâturages, notamment dans les zones à relief contrasté, et par des cultures sur les zones plus planes ou à placages limoneux développés.

La région de Torigni-sur-Vire fait partie intégrante de ce que l'on appelle traditionnellement le « Bocage normand », caractérisé, principalement dans la moitié ouest, par l'abondance de parcelles bordées de haies,

destinées essentiellement à l'élevage bovin. Dans la partie orientale de cette zone, on se rapproche très sensiblement de la plaine de Caen, avec des parcelles cultivées de plus en plus importantes, utilisées en grande majorité non plus pour l'élevage mais pour la culture du blé. L'habitat est dans toute la région étroitement lié à la nature du substrat, à base de siltites-grauwackes sur les formations briovériennes, de conglomérats rouges, Grès de Montabot et Grès de May sur le Paléozoïque.

L'économie repose en grande partie sur l'élevage (lait et viande à boucherie) et sur la culture de maïs et de blé.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Ces notes ne doivent être prises qu'à titre indicatif dans la mesure où elles ne sont pas exhaustives et ne reposent sur aucune étude spécialisée.

Dans les terrains briovériens et paléozoïques, la plupart des terrassements peu profonds peuvent être effectués avec des pelles mécaniques de puissance moyenne, les bancs étant, en général, très fragmentés en surface. Cependant, dans le cas de terrassements plus profonds ou au niveau de formations plus massives (grauwackes et, surtout, grès paléozoïques) l'utilisation de puissants engins de déroctage, voire même d'explosifs, peut s'avérer nécessaire.

Les formations d'altération ont, en général, de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes. Il sera, par conséquent, recommandé, avant toute construction, de reconnaître l'épaisseur de la zone d'altération.

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 également faciles à décaper mais présentent de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue de par leur nature très hétérogène, argilo-sableuse à galets.

RISQUES NATURELS

Cette région normande constitue de nos jours une zone sismique relativement stable. Les quelques secousses telluriques recensées durant les derniers siècles (tabl. 6) sont principalement localisées autour des îles anglo-normandes, au large de Cherbourg, et aux environs de Caen. Les hypocentres de ces séismes ont été localisés à 25 km de profondeur en moyenne. Un séisme, de 3,6 de magnitude sur l'échelle de Richter, a été

enregistré, le 26 novembre 1996, en baie du Mont-Saint-Michel. Cette secousse, dont l'épicentre a été localisé en mer à 14 km des côtes, face au Bec-d'Andaine et de Carolles, a été ressenti jusqu'à Saint-Lô. Il se situe dans Taxe de la faille Granville.

Date	Lieu	Intensité de l'épicentre en MSK
1241	environs de Caen	V
1291	environs de Falaise	V
1640	environs de Coutances	V
1757	environs du Havre	VI
1757	environs du Havre	V-VI
1773	îles anglo-normandes	V-VI
1773	îles anglo-normandes	V
1775	plaine de Caen	VII
1847	Fécamp	VI
1848	embouchure de la Seine	VI
1853	îles anglo-normandes et golfe normano-breton	VI-VII
1877	golfe normano-breton	V
1885	plaine de Caen	V-VI
1889	Condé-sur-Noireau	VI
1896	environs de Champeaux (Orne)	VI
1923	îles anglo-normandes et golfe normano-breton	V
1926	Jersey	VI-VII
1927	Jersey	V
1927	environs de L'Aigle	VI
1928	Jersey	V
1930	Jersey	V
1949	Percy (Cotentin)	V
1962	Fiers de l'Orne	V

Tabl. 6 - Principales secousses telluriques recensées dans la région depuis 1 000 ans (Lambert et Levret-Albaret, 1996)

RESSOURCES EN EAU

Données climatiques

Le climat régional est de type océanique humide et tempéré. Les vents dominants sont les vents d'Ouest soufflant depuis la Manche et l'Atlantique et apportant les précipitations. Il n'existe pas d'obstacles majeurs pouvant freiner ou détourner les nuages en provenance de l'océan.

Les précipitations annuelles moyennes sont de l'ordre de 800 à 900 mm d'eau :

- l'automne est la saison la plus arrosée ;

- les précipitations maximales se situent entre octobre et mars ;
- les précipitations minimales concernent les mois de juillet et août.

Dans cette partie du Calvados, la température moyenne annuelle est de l'ordre de 10°C. L'évapotranspiration réelle moyenne est voisine de 500 mm d'eau, ce qui laisse pour l'infiltration et le ruissellement environ 300 à 400 mm d'eau.

Hydrologie. Réseau hydrographique

La feuille Torigni-sur-Vire est occupée aux trois quarts par le bassin versant de la Vire, dont une partie des sous-bassins de l'Elle, de la Drôme et de l'Aure. La feuille Torigni-sur-Vire comporte un point topographique remarquable où naissent également des cours d'eau appartenant aux bassins versants de la Seulles et de l'Orne. En effet, sur cette carte, le flanc nord du synclinal bocain culmine à 358 m dans le bois de Brimbois, entre Jurques et Saint-Martin-des-Besaces. Depuis ce point haut, des cours d'eau partent dans toutes les directions, rejoignant, vers le Nord, la Drôme et, vers le Sud, la Souleuvre (bassin de la Vire), vers le Nord-Est, l'Aure et la Seulles, vers l'Est, l'Odon (bassin de l'Orne).

La RN 175 (de Caen à Villedieu-les-Poêles) suit approximativement la ligne de crêtes et passe tout près des points hauts. Les altitudes de cette ligne de crêtes sont successivement 205 m, 292 m et 308 m, entre Coulvain et Saint-Martin-des-Besaces, puis 240 m à la Cousinière, 262 m à proximité du carrefour avec la route Torigni-sur-Vire et 218 m en limite sud de la carte.

Une autre ligne de crête importante est celle qui sépare le bassin de la Seulles et celui de la Vire et culmine à 330 m à Caumont-L'Éventé. Enfin, un troisième axe important isole le sous-bassin de la Drôme et le cours de la Vire.

Le bassin de la Vire

Une partie du cours de la Vire traverse la feuille en limite ouest, du Sud vers le Nord, arrosant Tessy-sur-Vire et Condé-sur-Vire. La Vire reçoit, du Sud au Nord, quelques ruisseaux affluents en rive droite : la rivière de Jacre, le ruisseau de Précorbin, le ruisseau de Fumichon, le ruisseau de la Pierie, et quelques autres ruisseaux affluents de ces petits cours d'eau. Les affluents de la rive gauche développent leurs cours sur la feuille voisine (Saint-Lô).

• **Le sous-bassin de la Drôme.** Dans cette partie de son cours, la Drôme coule vers le Nord, parallèlement à la Vire. Elle reçoit quelques ruisseaux affluents en rive droite (ruisseaux de la Planche au Prêtre, de la Rosière, de Beauvais, du Vivier-Neuf, des Fontaines-Perrines, du Vey), et en rive gauche (le Cauvin, ruisseaux de Parquet, de la Mare Briard).

• **Le sous-bassin de l'Elle.** Ce sous-bassin ne concerne que les sources de l'Elle et de quelques ruisseaux affluents en limite nord de la feuille.

• **Le sous-bassin de la Souleuvre.** Il occupe une bonne partie du Sud-Est de la feuille. La Petite Souleuvre prend sa source au pied du Bois de Brimbois (318 m) et se dirige plein Sud vers la feuille Vire où elle rejoint la Vire. Sur la feuille Torigni-sur-Vire, plusieurs ruisseaux affluents viennent grossir le cours de la Petite Souleuvre : le Courbençon, les ruisseaux de Blanche Roche, du Forduit, du bois d'Allais, de la Durandière.

• **Le sous-bassin de l'Aure.** L'Aure prend sa source dans le coin nord-est de la feuille, au pied de la butte de Caumont-l'Eventé.

Le bassin de la Seulles

La Seulles, ainsi que son affluent la Seullette, prennent leur source près de Jurques, au pied du Bois de Brimbois et quittent rapidement la feuille vers le Nord-Est.

Le bassin de l'Orne

L'Odon (affluent de l'Orne) et le ruisseau de la Chaine effluent la feuille Torigni-sur-Vire en limite sud-est.

Hydrogéologie

La feuille Torigni-sur-Vire présente deux grandes unités stratigraphiques et structurales dont les qualités aquifères sont différentes, mais jamais excellentes :

- le Briovérien occupe au Nord un peu plus de la moitié de la feuille et se subdivise en deux séries : le Briovérien inférieur, au Nord, et le Briovérien supérieur, au centre de la feuille ;
- le Paléozoïque, représenté par le grand synclinal bocain, dont la courbure occupe le Sud de la feuille Torigni-sur-Vire (flanc nord et cœur du synclinal).

Pour les formations du Briovérien

Le Briovérien inférieur est constitué de roches schisteuses dominantes (siltites, argilites), de grès tufacés à grain variable et de bancs de phtanites. Le Briovérien supérieur comporte des grauwackes et grès fins dominants, des siltites, des argilites et des conglomérats. Ces formations, plutôt imperméables, ne sont pas aptes à constituer le réservoir d'un aquifère. Elles ne présentent quelques ressources que lorsque la fracturation est assez importante pour constituer un réservoir et conférer à la roche une porosité

de fracture. Dans ces conditions, localement, le Briovérien peut constituer un aquifère discontinu de type milieu fissuré.

Parmi les diverses formations du Protérozoïque, les formations gréseuses, plus compétentes que les schistes, sont naturellement plus fracturées, donc un peu plus favorables au piégeage des eaux souterraines.

Un certain nombre d'ouvrages exploitent les modestes ressources du Briovérien fissuré ; la plupart d'entre eux sont utilisés pour l'alimentation en eau potable (AEP). Quelques exemples sont donnés ci-dessous :

• **Dans les formations gréseuses (grès et grauwackes) :**

- 144/1X/006 : cet ancien forage communal de Condé-sur-Vire a été repris et longtemps utilisé par la coopérative laitière « Elle et Vire » ;
- 144/3X/009 : ce petit, ouvrage de 9 m de profondeur, assure l'alimentation en eau domestique pour un particulier de la commune de Sept-Vents ;
- 144/5X/007 : la source de la fontaine Saint-Pierre, à Tessy-sur-Vire, est captée par puits depuis 1954 au profit de l'alimentation AEP de la commune. Le débit moyen journalier est de l'ordre de 100 m³ ;
- 144/4X/008 : la source du Mesnil-Herbage, à Sainte-Honorine-Ducy, a pour origine les grès briovériens fissurés ; son débit est de l'ordre de 3 à 4 m³/h et l'utilisation qui en est faite est agricole ;
- 144/4X/009 : depuis 1990, le GAEC du Clos d'Orval exploite, à Amayé-sur-Seulles, pour l'agriculture, un forage de 50 m dans les schistes et les grès précambriens. Le débit instantané est de l'ordre de 20 m³/h.

• **Dans les formations schisteuses (siltites et argilites) :**

- 144/3X/012 : ce forage traverse les schistes briovériens sur 61 m de profondeur ; il a été réalisé en 1993 par le Conseil général du Calvados et n'est pas exploité actuellement. Il ne dispose que d'un débit moyen voisin de 12 m³/h en pompage continu. L'ouvrage 144/3X/011, très proche, mais captant l'aquifère fissuré des grès briovériens, présente un meilleur débit moyen (36 m³/h).

Pour les formations du Paléozoïque

Les formations du Cambrien et de l'Ordovicien sont représentées par des conglomérats, des pélites, des grès et des schistes. Au même titre que les terrains briovériens, ces formations paléozoïques n'ont un réel intérêt aquifère que lorsqu'elles présentent une porosité de fracture suffisante pour constituer un aquifère discontinu de type milieu fissuré.

Les ampélites noires et les grès fins du Silurien sont sans aucun intérêt sur le plan aquifère.

Quelques exemples de source sont présentés ci-dessous :

- 144/6X/00 : les sources de la Cabotière, situées sur la commune de Mont-Bertrand, sont captées depuis 1960 par le syndicat d'AEP de Campeaux. Ce sont des émergences dispersées provenant de fractures et fissures ouvertes dans les Grès de Montabot. Des prélèvements moyens de 200 m³/j ont été régulièrement pratiqués ;
- 144/8X/007 : la source dite de la Cabosse est située dans le Cambrien, sur le territoire de la commune de Brémoy. Elle est captée par un puits busé de 2 m de profondeur, implanté en tête du ruisseau le Courbençon auquel la source donne naissance. Elle alimente le syndicat d'AEP des Besaces ;
- 144/8X/022 : ce forage, de 40 m de profondeur, est utilisé depuis 1976 par la commune du Mesnil-Auzouf pour son alimentation en eau potable ;
- 144/8X/003 : à la Ferrière-au-Doyen, les formations du Cambrien donnent naissance à la source du village de la Baretière (herbage Hardy) ; elle n'est pas exploitée mais présente un débit estimé à environ 7 m³/h et génère un ruisseau qui rejoint celui de la planche au prêtre ;
- 144/8X/004 : située à quelques centaines de mètres de la précédente, la source de la Forge présente les mêmes caractéristiques, mais un débit de l'ordre de 4 m³/h seulement.

Les prélèvements d'eaux de surface

Le secteur étant pauvre en eaux souterraines, il a été assez souvent fait appel aux prises d'eau en rivière, comme par exemple :

- 144/1X/008 : un barrage réservoir existe sur le ruisseau de Semilly depuis 1963. Sa capacité est de 200 000 m³ et les eaux sont traitées à la station de Fumichon. Cette ressource est destinée à alimenter le syndicat d'AEP du district de Saint-Lô ;
- 144/1X/009 : une prise d'eau sur le ruisseau le Fumichon est effectuée sur la commune de la Barre de Semilly, à destination du même syndicat ;
- 144/1X/010 : la Vire est également sollicitée par le district de Saint-Lô, sur la commune de Baudre ; les eaux prises en rivière sont envoyées par canalisation jusqu'à l'usine de traitement de Fumichon et éventuellement stockées dans le lac de barrage du Semilly ;
- 144/1X/011 : cette prise d'eau sur le ruisseau le Hamel est destinée à l'alimentation en eau potable de Condé-sur-Vire ;
- 144/3X/008 : cette prise d'eau sur la Drôme, au niveau de Cormolain, participe à l'alimentation du syndicat d'AEP de Caumont-l'Éventé ;
- 144/4X/004 : cette prise d'eau sur la Seulette est faite par la coopérative syndicale laitière du Calvados pour une utilisation industrielle. L'usine, qui se trouve à Cahagnes, pompe journallement 100 à 120 m³ d'eau ;

- 144/5X/006 : le syndicat d'AEP de la Chapelle-sur-Vire prélève l'eau de la Vire à Fervaches ;
- 144/8X/008 : l'eau du ruisseau du Bois d'Allais est utilisée par le syndicat d'AEP des Besaces.

Quelques autres prises d'eau en rivière ou en ruisseau, autrefois fonctionnelles, sont aujourd'hui abandonnées.

Qualité des eaux

Dans les formations du Briovérien

- **Faciès chimique.** Les eaux issues des différentes formations gréseuses ou silteuses du Briovérien sont relativement peu minéralisées. Les éléments dominants en font cependant des eaux bicarbonatées calco-sodiques. Elles se caractérisent également par un pH un peu inférieur à 7 (autour de 6,5), une agressivité variable et une tendance à un excès en fer presque constante.
- **Vulnérabilité.** L'aquifère discontinu et fissuré des formations briovériennes, plus développé dans les grès que dans les siltites, est libre et peu ou pas protégé. Les dépôts lœssiques quaternaires, susceptibles d'assurer une protection de cet aquifère, sont réduits, sur la feuille Torigni-sur-Vire, à des plaquages de faible extension, disséqués par le réseau hydrographique ; ils sont trop rares et trop disséminés pour assurer une réelle protection.

L'altération des schistes et des siltites conduit à des formations superficielles à dominante argileuse pouvant constituer une petite protection pour les eaux souterraines. Les secteurs les plus aquifères, c'est-à-dire à dominante gréseuse, nécessiteraient une protection plus accentuée. Cependant, compte tenu de leur nature pétrographique, ce sont ceux qui développent le moins d'altérites argileuses protectrices. Par ailleurs, le caractère fissuré des schistes et grès briovériens implique des circulations d'eau assez rapides au sein du réseau de fractures, ce qui accroît la vulnérabilité de l'aquifère.

Dans les formations du Paléozoïque

- **Faciès chimique.** Les eaux issues des formations paléozoïques gréseuses ou schisteuses sont très peu minéralisées (même en bicarbonates), et ont un caractère très agressif : elles présentent un pH très acide (variant de 5,5 à 6) et un degré hydrotimétrique de 4 à 5°F, qu'il s'agisse d'eaux de source ou d'eaux souterraines captées par forages. Elles sont nettement plus acides et agressives que les eaux de l'aquifère discontinu fissuré du Briovérien ; le fer y est présent, souvent un peu en excès.

• **Vulnérabilité.** L'aquifère discontinu et fissuré des terrains paléozoïques est libre et non protégé. Comme dans le cas du Briovérien, l'altération des schistes et des pélites produit des formations superficielles argileuses assurant une relative protection, mais sur les grès, qui sont les formations le plus volontiers aquifères, les altérites protectrices sont beaucoup moins développées. Les nombreuses failles, qui affectent toutes les formations paléozoïques, accentuent la vulnérabilité de ces eaux souterraines.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Matériaux

Quelques petites carrières artisanales ont été ouvertes essentiellement au siècle dernier dans les siltites et grauwackes du Briovérien, pour l'empierrement des cours de fermes et des chemins et pour la confection de murets et de toitures (siltites ardoisières). Ces carrières sont maintenant en majorité abandonnées, au profit des carrières exploitées industriellement à Tessay-sur-Vire, dans les grès du Briovérien supérieur, et à Précorbin, dans ceux du Briovérien inférieur. On signalera également l'importante exploitation souterraine des siltites ardoisières de Caumont-l'Eventé, aujourd'hui arrêtée et reconvertie en musée : le « Souterroscope ».

Au niveau du Paléozoïque, les petites excavations artisanales sont visibles dans toutes les formations géologiques. Les principales carrières industrielles, abandonnées ou en exploitation, ont principalement porté sur l'extraction des conglomérats de base (k1a), des grès et conglomérats (k2a), des Grès rouges de Saint-Rémy (ko1), des Grès de Montabot (02), et surtout des Grès de May (04-5). On citera notamment :

- dans les conglomérats de base, les carrières abandonnées de Placy-Montaigu (près de la Renardière, sur la D 53 ; au Nord de la ferme du Manoir ; dans le Bois de la Hoque, près de Saint-Symphorien-des-Buttes) ;
- dans les grès et conglomérats, la grande carrière en exploitation située sur la commune de Troisgots, en bordure de la Vire ;
- dans les Grès de Saint-Rémy, la carrière abandonnée située au Nord de Brectouville, près de la ferme du Pré ;
- dans les Grès de Montabot, la carrière du Poteau (au Nord de Guilberville, à l'intersection des RN 174 et 175) ;
- dans les Grès de May :
 - la grande carrière de Jurques, actuellement arrêtée (à 2 km au Nord de Jurques sur la D 577) ;
 - les petites carrières abandonnées dans le parc zoologique de Jurques ;
 - la carrière abandonnée du Haut Bosq, dans le bois de Brimbois (commune de Brémoy, entre Jurques et Saint-Martin-des-Besaces) ;

-la carrière abandonnée sur la commune de Saint-Ouen-des-Besaces (près de la D 53a, au Sud des Fieffés).

Des traces d'excavations anciennes ont également été observées au niveau du filon de quartz de Placy-Montaigu.

Gisements minéraux

Anciennes exploitations minières : les mines de fer de Jurques

Les mines de Jurques furent exploitées avant 1887 dans des puits ne dépassant pas 20 m de profondeur. Ces premières explorations furent abandonnées suite à une inondation catastrophique.

À partir de 1887, les hauteurs de Saint-Martin-des-Besaces et de Jurques, où le minerai de fer affleure, furent le théâtre d'une véritable « ruée vers l'or ». D'importants capitaux, faisant la chasse aux concessions, s'investirent alors dans le secteur, capitaux français, bien sûr, mais surtout hollandais et allemands. Le décret de concession fut établi le 26 novembre 1895. À cette date, les premiers puits profonds (une centaine de mètres) furent implantés sur des panneaux carbonates et siliceux, mais furent rapidement abandonnés. Les travaux reprirent en 1908. Cette ruée ne fut pas sans résultats puisque dès 1909 du minerai de fer fut extrait industriellement du sous-sol de Jurques, et trois ans plus tard, 55 000 tonnes sortirent des minières du Calvados dont 12 à 13 % en provenance de Jurques, avec des teneurs en fer de 35 à 40 %. Pour Jurques même, la production fut de 48 000 tonnes en 1910, 60 800 tonnes en 1913 et 21 600 tonnes en 1927, avec une composition moyenne (sur minerai calciné) de 42,5 % en Fe, 22 % en SiO₂, 6,5 % en Al₂O₃, 0,75 % en phosphore et 4,5 % en CaO (Puzenat, 1939).

A l'heure actuelle, il ne subsiste de cette activité minière que les traces d'anciens travaux à ciel ouvert (fosses ou tranchées) et les noms qu'ont gardé certaines communes (La Ferrière-au-Doyen, La Ferrière-Harang, etc.) et certains lieux-dits (la Forge, Montifer, etc.).

Le minerai de fer était extrait d'une formation puissante ici de 70 à 80 m, la Formation d'Urville (03), renfermant à sa base plusieurs petits niveaux minéralisés en fer, dont une couche plus importante, la « couche principale ». Celle-ci, d'une épaisseur comprise entre 1,60 et 3,40 m, composée de fer oolitique (sidérite - hématite), chlorito-carbonaté. Située en partie basale, à une dizaine de mètres environ du mur de la Formation d'Urville, cette couche fût exploitée dès 1909 dans toute la région, en galerie au Nord de Jurques au lieu-dit La Mine, ainsi qu'à La Ferrière-au-Doyen près de la ferme la Route (RN 175).

Des plans de localisation relativement précis des différentes mines de fer sont conservés au Service géologique régional de Basse-Normandie, à Caen (Hérouville-Saint-Clair). Trois principaux sites d'extraction ont ainsi été retrouvés grâce à ces documents. Deux d'entre eux sont localisés en partie nord-ouest de la RN 175. Les infrastructures mises à l'époque sont encore partiellement visibles. Les galeries sont de dimensions restreintes. La première est située sur la butte de Montbeau, au Nord-Ouest de la ferme de la Bergerie. Quelques petites tranchées subsistent encore sur le plateau situé au Sud de la grande carrière des Grès de May. La seconde est localisée entre les fermes de la Route (N 175) et Bailleul, au sommet d'une petite butte à cœur de Grès de May.

Le troisième site d'extraction, de loin le plus important se situe dans la forêt de Brimbois. Dans cette zone, le minerai a été exploité aussi bien en galeries qu'en tranchées. D'après les descriptions faites par les mineurs, trois couches minéralisées y ont été reconnues dans ce secteur :

- la couche 1 est parallèle au chemin du Cloître, et est alignée selon une direction N90°E. La puissance de cette couche est estimée à 1,50 m avec une teneur en fer de 35 à 40 %. Elle a été repérée sur près de 3 km et l'on retrouve aujourd'hui la trace d'anciennes fosses de 4 à 5 m de profondeur tout le long du chemin jusque dans la forêt du Haut-Bosq ;
- les seconde et troisième couches ont été repérées au niveau du site de « la Mine », situé au Sud de Jurques. La couche 2 est située à quelques dizaines de mètres au Sud de la couche 3. Son étendue est très restreinte et elle a été peu exploitée. La couche 3, fortement ondulée, affleure dans le bois de la Motte. Elle réapparaît également le long de la RN 577.

Sur la coupe schématique - qui avait été réalisée par les mineurs dans les années 1920 à partir des données de sondages et d'un travers-banc qui recoupe l'ensemble des couches - la géométrie générale du gisement était présentée comme correspondant à un double synclinal, légèrement déversé vers le Sud. Il est important de signaler cependant que seules les orientations des couches 1 et 3 étaient connues sur cette coupe, la pente de la couche 2, dessinée ici vers le Sud n'étant qu'hypothétique. Suite aux nouvelles données, obtenues lors du lever cartographique de cette zone et d'après les connaissances acquises sur le style tectonique de la bordure nord du synclinal, il apparaît clairement difficile d'envisager une telle structuration.

Les coupes réalisées lors du lever de la carte, notamment le long de la RN 577 et dans le bois de la Motte, ont fait apparaître d'importantes répétitions des séries correspondant à autant d'écaillés tectoniques. Ainsi le long de la RN 577, la Formation de Saint-Rémy (k-01) et la Formation d'Urville (03) se répètent plusieurs fois, ce qui s'explique par le

comportement plastique de ces formations qui jouent le rôle de « couche savon » dans les plans de chevauchement. Au cœur du bois de la Motte, le long du chemin menant au zoo de Jurques, la Formation de May (04-5) est plissée (pli synclinal de direction d'axe N130°E à cœur de grès), avec des petits replis soulignés par l'alternance de grès et d'argile beige. Une schistosité de plan axial se développe également selon une direction N120°-25°S. En bordure nord de l'unité, dans la propriété privée de la Motte (« la Mine »), l'entrée d'une ancienne galerie minière est également caractérisée par un très beau pli dans la Formation d'Urville (03). Il s'agit d'un pli anticlinal, d'axe subhorizontal à N115°E, à plan axial légèrement déversé vers le Sud. Ce pli est affecté par une fracturation subméridienne présentant un jeu décrochant senestre.

Autres minéralisations

Concernant les autres métaux, quelques traces d'or ainsi que de la chromite, à l'état alluvionnaire, ont été relevées dans les formations du Briovérien. Le Paléozoïque se différencie par la présence, en alluvionnaire, de traces de cinabre, de monazite dans la moitié orientale de la carte, et de barytine.

Quelques anomalies géochimiques ont été enregistrées lors des prospections stratégiques de l'Inventaire minier national (rapport BRGM : Laville-Timsit et *ai*, 1980). Elles restent cependant caractérisées par des niveaux de teneurs faibles ainsi que par l'absence d'associations polymétalliques significatives de minéralisations sulfurées.

On signalera à titre indicatif :

- une zone anormale en arsenic au Nord de Condé-sur-Vire, entre les fermes de la Raitière, le Hameau-de-Baudre et la Pourie, à teneur moyenne de 54 ppm en As (le double du fond régional ; maximum à 68 ppm). Cette zone se situe dans les siltites du Briovérien inférieur, recoupées par quelques petits filons de quartz ;
- une petite zone anormale en plomb (94 ppm), argent (0,3 ppm) et arsenic (24 ppm) au Nord de Caumont-l'Eventé, entre les fermes de la Brasserie et le Colombier. Il faut cependant se méfier ici des pollutions possibles par la station d'épuration toute proche.
- également une petite zone anormale en plomb (97 ppm), arsenic (30 ppm), argent (30 ppm), zinc (250 ppm), située dans les mêmes conditions que précédemment (à proximité de la station d'épuration), à l'Ouest de Torigni-sur-Vire entre les fermes de la Planquery et d'Argilly.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

AFFLEUREMENTS REMARQUABLES

Quelques points d'observations remarquables, matérialisés sur la carte par un astérisque et numérotés, sont donnés ici à titre indicatif.

Pour le Briovérien

- **Point 1** : carrière de Précorbin, près du Mont Canel : observation des siltites et grès tuffacés du Briovérien inférieur. **Exploitation privée** (Société Grete) : demande d'autorisation au préalable (tirs de mines et circulation d'engins). Le faciès altéré caractéristique des grès dits de Rampan peut être observé sur la colline située à l'Est de la carrière (Ouest de la ferme des Terriers).
- **Point 2** : talus le long de la RN 174, au Sud de Saint-Lô, au niveau du ruisseau de Fumichon : observation des siltites et grès du Briovérien inférieur.
- **Point 3** : au Nord de La Barre-de-Semilly (à l'Est de Saint-Lô), sur la D 549, entre le ruisseau de Semilly et la D 972 : observation dans les talus de petits bancs de phanite en place et de blocs.
- **Point 4** : au bord du ruisseau de Fumichon, sous la ferme des Monts (au Sud de Saint-Lô) : anciennes carrières dans les siltites ardoisières du Briovérien inférieur.
- **Point 5** : talus, falaises et anciennes carrières le long de la D6 sur Saint-Lô entre le cimetière de Saint-Lô et La Coudraie : beaux affleurements de siltites du Briovérien inférieur avec intercalations de grès.
- **Point 6** : sur la D 386, au Nord de Torigni-sur-Vire, entre le ruisseau de Précorbin et la RN 174 : affleurements de granodiorite cataclasée (passage de l'accident de Granville).
- **Point 7** : sur la D 59, sur la commune de Précorbin, au Nord du ruisseau de Précorbin, au niveau du hameau du Moulin : observation des granodiorites et formations du Briovérien inférieur cataclasées au passage de la faille de Granville.
- **Point 8** : Le Mesnil-Raoult : affleurement de granodiorite cadomienne au pied de l'église. Faciès fortement cataclasé et altéré.
- **Point 9** : à l'Ouest de Saint-Pierre-de-Semilly, près de la ferme des Sablonnières : ancienne carrière d'exploitation de sable arénitique, dans les leucogranites.
- **Point 10** : à l'Est de Saint-Pierre-de-Semilly et à l'Ouest de la ferme de la Haute-Maison : ancienne carrière pour exploitation de sable arénitique, dans les leucogranites.

- **Point 11** : au Nord de Torigni-sur-Vire, à 200 m au Nord du ruisseau de Précorbin, sur le nouveau tracé de la RN 174 : affleurement de conglomérats du Briovérien supérieur.
- **Point 12** : au Nord de Saint-Amand, au niveau de l'intersection du chemin menant à la ferme de la Hardaignière et de la D 34 : affleurement de conglomérats du Briovérien supérieur.
- **Point 13** : au Nord de Saint-Germain-d'Elle, sur la D 31 près du carrefour Potieux : petite carrière dans un champ dans les conglomérats du Briovérien supérieur. Galets pluridécimétriques.
- **Point 14** : Bois de Grosse Londe au Nord-Ouest de Cormolain : « pierres volantes » de conglomérats du Briovérien supérieur.
- **Point 15** : la décharge industrielle de Livry sur la D 173, au Sud de la ferme de la Logière : affleurements de conglomérats briovériens avec passées à galets dans une matrice silteuse. **Exploitation privée**. Demander l'autorisation (circulation d'engins).
- **Point 16** : Caumont-l'Éventé : le « *Souterroscope* », *musée des ardoisières*. Visite des anciennes exploitations de siltites ardoisières du Briovérien supérieur.
- **Point 17** : grande carrière à la sortie de Tessy-sur-Vire sur la D 28 en direction de Saint-Lô. **Exploitation privée** en activité, dans les grauwackes et siltites du Briovérien supérieur. Demander l'autorisation (circulation d'engins).

Pour le Paléozoïque

- **Point 18** : carrière de Troisgots, près de la Vire, sous la ferme de la Rocque. **Exploitation privée** en activité dans les formations du Cambrien. Demander l'autorisation (circulation d'engins).
- **Point 19** : au Nord de Domjean, en rive droite de la rivière de Jacre près du pont de Jacre : petite carrière dans les formations du Cambrien. **Propriété privée**.
- **Point 20** : au Nord de Brectouville, à 200 m au Nord-Ouest de la ferme du Pré : ancienne carrière dans la formation des Schistes et grès rouges de Saint-Rémy.
- **Point 21** : à Beuvrigny, au niveau de l'intersection entre la D 96 et la route descendant au ruisseau du Tison : affleurement dans les Grès et pélites verts du Cambrien, avec intercalation de pélites rouges sombres.

- **Point 22** : carrière située au Sud de Guilberville sur la RN 174, à 200 m au Nord du carrefour du Poteau. Exploitation privée en activité dans les Grès de Montabot. Demander l'autorisation (circulation d'engins).
- **Point 23** : sur la D 53, au Nord de Placy-Montaigu, près de la ferme de la Renardière : carrière dans les conglomérats pourprés de base du Cambrien.
- **Point 24** : au Nord de Placy-Montaigu sur la D 253e, près de l'intersection avec la D 53 : carrière dans le poudingue pourprés de base du Cambrien.
- **Point 25** : au Sud de Saint-Symphorien-des-Buttes, dans le bois de la Hogue, sous la ferme de Querpiquet : carrière abandonnée dans le conglomérat de base cambrien.
- **Point 26** : à l'Est de Saint-Martin-des-Besaces, près de la D 53a et de la borne IGN 308 : grande carrière abandonnée dans les Grès de May.
- **Point 27** : sur la commune de Bremoy, dans le bois de Brimbois situé au Nord : ancienne carrière du Haut Boscq dans les Grès de May. **Propriété et bois privé.** Demander l'autorisation au maire de Saint-Pierre-du-Fresne (Le Château sur la N 175).
- **Point 28** : entre le point 27 et le zoo de Jurques, le long du chemin de randonnée : tranchées réalisées dans les Schistes d'Urville pour l'extraction de minerai de fer. **Bois privé.** Demander l'autorisation.
- **Point 29** : au Sud de Jurques, au niveau de La Mine : ancienne exploitation en galerie dans les Schistes d'Urville pour l'extraction de minerai de fer oolitique. Propriété privée.
- **Point 30** : grande carrière de Jurques, située sur la D 577 au Sud de Jurques, à environ 500 m après le carrefour avec la D165a menant au zoo de Jurques : importante exploitation, en activité lors des levers de V. Hervy en 1996-1997, actuellement arrêtée, dans les Grès de May. Observation de phénomènes de boudinage et d'importants plans de chevauchements des Grès de May sur les grès et ampélites du Silurien. **Propriété privée.** Carrière dangereuse. Autorisation indispensable.
- **Point 31** : site des Roches de Ham, au bord de la Vire, à l'Ouest de Brectrouville sur la D 551. Très beau site sur la vallée de la Vire et beaux affleurements dans les falaises cambriennes (k4).
- **Point 32** : site de la Roque-Poret, au Nord-Ouest de Saint-Ouen-des-Besaces, en bordure nord du ruisseau de la Planche au Prêtre : affleurement dans les formations du Cambrien, avec structures tectoniques synsédimentaires et post-sédimentaires, plans de chevauchement. **Propriété privée.**

N° d'enregistrement au SGN	Commune et dénomination	Coordonnées Lambert	Coupe résumée	Année d'exécution	Profondeur en m	Nature des recherches
144-6-1	Mont-Bertrand source de La Cabotière	x = 360,331 y = 2445,732 z = 200	- éboulis de solifluxion - grès psammitiques de Montabot	1960	??	Exploration eau
144-6-2	Le Champ de la Mare, RN17 Guilberville	x = 359,440 y = 2446,400 z = 220	0-2,5 m : terre végétale 2,5-15 m : grès arénigien	1973	15 m	Carrière exploitation de grès oz
144-6-3	Forêt de Guilberville réservoir	x = 359,890 y = 2446,371 z = 260	0-100,5 m : grès gris clair à blanchâtre de Montabot (oz)	1991	100,5 m	Sondage pour eau EAP
144-6-4	Mont-Bertrand (800m NE précédent)	x = 360,429 y = 2446,832 z = 220	0-100,5 m: schistes et grès rouges de Saint-Rémy (k-o1)	1991	100,5 m	Sondage pour eau EAP
144-6-5	La Ferrière-Harang réservoir	x = 362,480 y = 2447,086 z = 217	0-84 m : schistes rouges de Saint-Rémy (ko1) 84-100,5 m : schistes verts de Campeaux (k4)	1991	100,5 m	Forage pour eau EAP
144-7-6	Pont de la Besaces. Saint-Martin-des-Besaces	x = 367,530 y = 2449,387 z = 147,22	0-11,6 m : schistes et grès verts de Campeaux (k4)	1973	11,6 m	Puits pour recherche eau EAP
144-7-10	La Butte Saint-Martin-des-Besaces	x = 369,349 y = 2450,771 z = 265	Grès cambriens	1973	??	Recherche source eau
144-7-12	Saint-Ouen-des-Besaces	x = 367,076 y = 2451,287 z = 185	0-0,30 m : terre végétale 0,30-2,25 m : grave limono-argileuse jaune rouge 2,25-10 m: arkose rouge de Saint-Rémy (k-o1). Pendage 40°. Fracturation à 45°	1995	10 m	Sondage pour auto-route des Estuaires A84
144-7-13	Saint-Ouen-des-Besaces	x = 365,445 y = 2451,104 z = 190	0-0,4 m : terre végétale 0,4-1,90 m: blocs de grès et schistes dans matrice limoneuse 1,90-8,00 m : grès schisteux très fracturés, gris. Dalles de Campeaux inférieures. Pendage 40°, fracturation verticale à 30°	1995	8 m	Sondage pour auto-route des Estuaires A84
144-6-6	Saint-Symphorien Les Buttes	x = 362,186 y = 2449,337 z = 225	0-0,20 m : terre végétale 0,20-2,75 m : grave limono-argileuse rouge 2,75-3,0 m : arkose 3,00-3,30 m : grave limoneuse rouge 3,30-10,00 m : arkose rouge de Saint-Rémy (k-o1)	1995	10 m	Sondage pour auto-route des Estuaires A84
144-4-10	Cahagnes	x = 374,301 y = 2454,687 z = 150	0-0,35 m : terre végétale 0,35-1,70 m : limon sableux ocre et beige à blocs 1,70-3,20 m : blocs de schistes et grès à matrice limoneuse 3,20-6,00 m : alternance schisto-gréseuse très fracturée (Briovérien). Fracturation subverticale	1995	6 m	Sondage pour auto-route des Estuaires A84
144-8-25	Coulvain	x = 376,057 y = 2454,540 z = 160	0-0,40 m : terre végétale 0,40-1,80 m : limon graveleux à blocs 1,80-3,70 m : blocs de schistes dans matrice limono-argileuse. 3,70-8,00 m : alternance schisto-gréseuse très fracturée (Briovérien) Pendage 45°	1995	8 m	Sondage pour auto-route des Estuaires A84

Tabl. 7 - Quelques données enregistrées à la Banque des données du Sous-Sol (B.S.S.) du BRGM

Numéro d'enregistrement au SGN	Commune et dénomination	Coordonnées Lambert	Coupe résumée	Année d'exécution	Profondeur en m	Nature des recherches
144-8-26	Les Loges	x = 371,344 y = 2454,177 z = 195	0,0,30 m : terre végétale 0,30-2,70 m : petits blocs de grès et de schistes dans une matrice très limoneuse 2,70-6,00 m : alternance schisto-gréseuse (Briovérien) avec une légère altération grise Fracturation à 45°	1995	6m	Sondage pour auto-route des Estuaires A84
144-8-27	Les Loges	x = 370,074 y = 2453,584 z = 210	0-0,20 m : terre végétale 0,20-1,45 m : petits blocs de grès et de schistes dans une matrice limoneuse 1,45-6,00 m : alternance grés-schisteuse (Briovérien). Schiste gréseux assez dur Fracturation à 50°	1995	6m	Sondage pour auto-route des Estuaires A84
144-2-1	Précorbain Le Mont-Canal D259 carrière	x = 359,355 y = 2460,180 z = 145	0-23 m : grès et schistes du Briovérien inférieur.	??	23m	Travaux pour exploitation carrière
144-5-1	Condé-sur-Vire La Pré carrière	x = 353,943 y = 2453,315 z = 85,00	0-8 m : schistes et grès rouges de Saint-Rémy.	??	8m	Travaux pour exploitation carrière
144-5-2	Brectouville Le Fets carrière	x = 353,884 y = 2452,805 z = 85	0-10 m : schistes et grès rouges de Saint-Rémy	??	10m	Travaux pour exploitation carrière
144-5-3	Troisgots La Chapelle-sur-Vire	x = 351,695 y = 2451,520 z = 75,00	0-55 m : siltites et grès cambriens	??	55m	Travaux pour exploitation carrière
144-5-4	Uomjean La Chapelle-sur-Vire	x = 351,437 y = 2450,379 z = 50	0-15 m : conglomérats cambriens	??	15m	Travaux pour exploitation carrière
144-5-5	Tessy-sur-Vire La Botinière D28	x = 351,101 y = 2447,886 z = 65	0-25 m : grauwackes et siltites du Briovérien supérieur	??	25m	Travaux pour exploitation carrière
144-5-4001	Troisgots chapelle de Notre Dame	x = 351,314 y = 2451,519 z = 50	Indice de cuivre : quartz + chalcopyrite	1971		Recherches pour Cu
144-8-4001	Jurques	x = 373,833 y = 2449,958 z = 350	Gîte de fer dans la formation o3 : quartz-hématite-sidérite	1927	92m	Exploitation minéral de fer
144-8-4002	Saint-Martin-des-Besaces Jurques-extension Ouest	x = 371,128 y = 2451,705 z = 280	Gîte de fer dans la formation o3 : quartz-hématite-sidérite	1937	???	Exploitation minéral de fer
144-8-4003	Bremoy Jurques-extension ouest	x = 371,431 y = 2450,254 z = 260	Recherche pour gîte de fer	1937	???	Exploitation minéral de fer
144-8-4004	Bremoy Jurques-extension ouest	x = 372,432 y = 2450,256 z = 350	Recherche pour gîte de fer	1937	???	Exploitation minéral de fer
144-8-4005	Bremoy Jurques-extension ouest	x = 374,135 y = 2448,908 z = 300	Recherche pour gîte de fer	1937	???	Exploitation minéral de fer
144-8-4006	Jurques	x = 374,184 y = 2449,809 z = 320	Gîte de fer dans la formation o3 : quartz-hématite-sidérite	1937	???	Exploitation minéral de fer
144-8-4007	Jurques	x = 374,335 y = 2449,408 z = 300	Gîte de fer dans la formation o3 : quartz-hématite-sidérite	1937	???	Exploitation minéral de fer
144-8-4008	La Mesnil-Auzouf. Jurques extension sud	x = 374,586 y = 2448,558 z = 270	Gîte de fer dans la formation o3 : quartz-hématite-sidérite	1937	???	exploitation minéral de fer

Tabl. 7 (suite) - Quelques données enregistrées à la Banque des données du Sous-Sol (B.S.S.) du BRGM

N° des sondages	Localisation	Terrains traversés	Profondeur spécifique	% Fer	% Silice
1	En bordure nord de l'écaille tectonique la plus orientale (au Nord du zoo de Jurques)	0-10 m : éboulis	41-41,6 m 41,6-45,20 m	32,8 34,6	22,1 18,4
		10-38,5 m : grès de May 38,5-41 m : schistes gréseux 41-45,20 m : minerai			
3	Au sud de la grande carrière de Jurques (limite de carte)	45,20-67,6 m : grès de Montabot	102,5 105	39,71 39,02	9,3 5,85
		0-2 m : terre végétale			
		2-55,8 m : grès de May 55,8-102,5 m : schistes d'Angers 102,5-105 m : minerai			
		105-106,5 m : grès de Montabot			

Tabl. 8 - Sondages réalisés dans le cadre de l'exploitation des mines de fer de Jurques (d'après les archives du BRGM à Caen)

BIBLIOGRAPHIE

- AUBRY J. (1982) - Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan, quelques aspects de la distinction entre les deux formations. Thèse 3^e cycle, univ. Caen, 285 p.
- AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.-Y., COCHERIE A., FOUILLAC A.-M., ROSSI P. (1983) - Caractérisation des granitoïdes du batholite mancennien, implications métallogéniques. Colloque ATP Géochimie et Métallogénie, Bonas, 16-17 juin 1983, p. 20-35 (inédit).
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, p. 947-952.
- AUVRAY B., LEFORT J.-R (1979) - Évolution géodynamique du Nord du Massif armoricain au Protérozoïque supérieur. *Journal of the Geological Society*, London, 137, 213.
- BAIZE S., CAMUZARD J.-P., FRESLON M., LANGEVIN C., LAIGNEL B. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Carentan (117). Orléans : BRGM, 83 p.
- BALE P., BRUN J.-P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 297, p. 359-362.
- BIGOT A. (1891) - Esquisse géologique de la Basse-Normandie. *Bull. Lab. Géol. Fac. Sci*. Caen, 1^{ère} année, p. 103-105.
- BIGOT A. (1928) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Coutances (44), BRGM édit., Orléans, 2^e et 3^e édition.
- BIGOT A. (1948) - Le terrain houiller de Basse-Normandie. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, t. 5, 9^e série (1946-1947), p. 94-104.
- BIGOT A. (1950) - Hydrogéologie du Calvados. *Bull. Service Carte géol. France*, t. XLVIII, n° 280, p. 115-198.

- BROWN M., POWER G.M., TOPLEY C.G., D'LEMONS R.S. (1990) - Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. From R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, and C.G. Topley (eds). 1990, The Cadomian Orogeny Geological Society Spécial Publication, n° 51, p. 81-213.
- BRUN J.-P., BALE P. (1990) - Cadomian tectonics in Northern Brittany. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 51, p. 95-114.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1986) - Étude géochimique du volcanisme briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci, Paris*, 305, II, p. 51-56.
- CHANTRAINE J. (1989) - Commentaire sur la carte de synthèse du Massif armoricain. Document interne BRGM, non publié.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT R., 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. *Bull. BRGM, Géologie de la France*, I, n° 2-3, p. 3-17, 6 pi.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1986) - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. In « Géodynamique du Massif armoricain ». Réunion RCP 705, Paris, 13 octobre 1986, 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1988, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- COCKS L.R.M., FORTEY R.A. (1982) - Faunal évidence for oceanic séparations in the Paleozoic in Britain. *J. geol. Soc. London*, 139, p. 465-478.
- COGNE J. (1962) - Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, 3, p. 413-430.
- COGNE J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-cambriens. Coll. International CNRS, n° 192 (Agadir - Rabat, 3-23 mai 1970).
- COGNE J., WRIGHT A.E. (1980) - L'orogène cadomien ; vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens, puis d'Europe, puis alpin. Colloque C6, 26^e Congr. géol. intern., p. 29-55.
- DABART M.-P. (1997) - Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la Chaîne cadomienne : genèse et signification géodynamique. Exemple du segment armoricain. Document du BRGM n° 267, 247 p.

- DABARD M.-R., LOI A., PEUCAT J.-J. (1994) - Origine des sédiments briovériens du Massif armoricain : typologie des zircons et analyse isotopique. In « La Chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». Séance spéc. de la SGF, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- DALIMIER R (1863) - Essai sur la géologie comparée du plateau méridional de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), XX, p. 126-154.
- DANGEARD L. (1951) - La Normandie. Coll. « Géologie régionale de la France », Hermann et c^o édit., Paris, 241 p.
- DANGEARD L., DORE F. (1971) - Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. Mémoire BRGM, Coll. Ordovicien-Silurien, n^o 73, p. 119-125.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) - Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. Réunion RCP 706, Paris, 13 octobre 1986, 1 p.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN E., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, p. 801-814.
- DORE F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, 790 p. (CNRS AO 2837).
- DORE 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.
- DORE F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), XIV, p. 199-211.
- DORE F., DUPRET L. (1979) - Le Protérozoïque supérieur (Briovérien) et le Paléozoïque inférieur dans le Massif armoricain nord-oriental (Normandie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 11, p. 52-56.
- DORE F., DUPRET L., LE GALL J. (1985) - Tillites et tilloïdes du Massif armoricain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51, p. 85-96.
- DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) - Guide géologique régional Normandie-Maine. Masson édit., Paris, 207 p.
- DORE F., DUPRET L., LAUTREDOU J.-R., JONIN M., HOMMERIL P. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Granville (172). Orléans : BRGM.
- DORE F., DUPRET L., HOMMERIL P., LAUTRIDOU J.-P. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Granville (172). Orléans : BRGM, 55 p.
- DORE F., DUPRET L., PELLERIN J., RIOULT M., LECOINTE A., VERRON G. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Condé-sur-Noireau (175). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par F Doré, L. Dupret, F Dumesnil, J. Pellerin et coll. (1993).

- DUPRET L. (1983) - Le Protérozoïque du Nord-Est du Massif armoricain. *In* « Precambrian in Younger fold belts ». Zoubeck V. édit.
- DUPRET L. (1988) - Le Protérozoïque du Massif armoricain nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 110-111, p. 75-100.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogénèses cadomiennes et varisques dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e RAST, Bordeaux, 200 p.
- DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.-R., HOMMERIL P., LAVERGNE C., GIRESSE P., LAMBOY M. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Coutances (142). Orléans : BRGM.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). From R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and C.G. Topley (eds), 1990, The Cadomian Orogeny Geological Society, Spécial Publication n° 51, p. 115-131.
- DUPRET L., DISSLER E., PONCET J., COUTARD J.-R., LAUTRIDOU J.-R., CLOUET G. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Lô (143). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Dupret, E. Dissler, J. Poncet, J.-P. Coutard, M. Freslon, J.-P. Camuzard (1997).
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Doc. Centre Arm. et Struct. Socles*, Rennes, 3, 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl.
- DURAND J., NOBLET C. (1986) - Paléocourants dans la Formation du Grès armoricain : persistance des mécanismes de transport en domaine cratonique. *Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 27, 1, p. 13-24, 15 fig.
- ÉGAL E., LE GOFF É. (1994) - Structuration du domaine cadomien de Bretagne (France). *In* « La Chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». Séance spéc. SGF, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- FOUILLAC A.-M., COCHERIE A., ROSSI P., CALVEZ J.-Y., AUTRAN A. (1986) - Étude géochimique du batholite mancellien. Rapport BRGM 86DT037 MGA.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse Doct. 3^e cycle, Caen, 166 p.
- GRAINDOR M.-J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 211 p.
- GRAINDOR M.-J. (1963) - Remarques sur les synclinaux paléozoïques de la feuille de Coutances au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 273, t. LIX, 19 p.
- GRAINDOR M.-J. (1966) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Coutances (44), BRGM édit., Orléans, 3^e édition. Paris : Serv. Carte géol. France.
- GRAINDOR M.-J., ROBLOT M.-M., ROBARDET M., RIOULT M. (1967) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Lô (28), 3^e édition. Paris : Serv. Carte géol. France.

- GRAINDOR M.-J., ROBARDET M. (1973) - Chevauchements et cisaillements du socle dans la Zone bocaine. Un exemple : la région de Jurques. *Bull. BRGM*, (2), I, 4, BRGM édit, Orléans, p. 199-206, 2 fig.
- GRAVIOU P., AUVRAY B. (1985) - Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sel*, Paris, t. 303, sér. II, p. 315-318.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.-J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, Rennes, IV, p. 1-13.
- GRESSELIN F. (1990) - Évolution varisque du Massif armoricain oriental ; insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse univ. Caen, 335 p.
- GUERROT C, PEUCAT J.-R., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur dans le Nord du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sel*, Paris, t. 308, série II, p. 89-92.
- GUERROT C, PEUCAT J.-J. (1990) - U-Pb geochronology of the late Proterozoic Cadomian Orogeny in the Northern Armorican Massif, France. *In* R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and Topley C.G. (eds), London, Spécial Publication, 51, p. 13-26.
- GUERROT C, THIEBLEMONT D., ÉGAL E., LE GOFF É., CHANTRAINE J. (1994) - Révision du magmatisme cadomien en Bretagne nord-I : Géochronologie. *In* « La Chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». Séance spéc. SGF, Rennes, 6-7-8 sept. 1994.
- HEBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Document du BRGM, n° 228, 356 p.
- HERVY V (1997) - Les formations paléozoïques de la bordure septentrionale de la Zone bocaine : cartographie et étude lithostructurale (feuille Torigni-sur-Vire ; Basse-Normandie, France). *Mém. Géol. IGAL*, n° 78, 227 p., 99 fig., 18 pi., 9 annexes, 1 carte h.t.
- JANJOU D., LANGEVIN C, MINOUX L. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Vire (174). Orléans : BRGM.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-cambrien : le batholite mancennien (Massif armoricain, France). Étude pétrographique et géochimique. Thèse État, univ. Bretagne occidentale (Brest), 319 p.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) - Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancennia, Massif armoricain, France. *Canad. J. Earth Sel*, 12, p. 920-927.
- KLEIN C. (1963) - Phénomènes de réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Armorique. *C.R. Acad. Sel*, Paris, t. 256, p. 2448-2450.
- 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.

- LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A. (1996) - 1000 ans de séismes en France. Catalogue d'épicentres et références. Ouest Éditions, Presses Académiques.
- LANGVIN C, MINOUX L., BEURRIER M., VILLEY M., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.-P. (1984) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Avranches (209). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Langevin, L. Minoux, A. L'Homer, J.-P. Lautridou, C. Dassibat, G. Verron (1984), 54 p.
- LAUTRIDOU J.-P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Éd. Cen.tr. Géomorph. CNRS Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.-P. (1991) - Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Géomorph. N.F.*, suppl. Bd. 90, p. 123-130, Berlin-Stuttgart, September 1991.
- LECORNU L. (1892) - Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 33, 4, p. 1-20.
- 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., BALLEVRE M., ROBARDETM. (1991) - Le Massif armoricain. *Sci. géol, Bull.*, 44, 1-2, p. 31-103, Strasbourg, 1991.
- LE GALL (1999) - Les dolérites et basaltes tholéitiques varisques du domaine nord-est armoricain. In « Géologie de la France », n° 4, 1999, p. 3-26, 15 fig., 5 tabl.
- LE GALL J., BARRAT J.-A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géologie de la France*, n° 1, p. 3-22, 15 fig., 6 tabl.
- LE GALL J., DORE F., GRESSELIN F, PAREYN C. (1989) - Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemples des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. CVIII, p. 25-33.
- LE MOSQUET Y. (1970) - Etude des figures et structures sédimentaires de l'Ordovicien de Normandie. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 101, p. 45-60.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.-L. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sci. de la Terre*, Nancy, mém. n° 11, 84 p.
- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition stratigraphique, affinité biologique. Thèse 3^e cycle, Rennes.
- MINOUX L., JANJOU D., LANGVIN C. (1987) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vire (174). Orléans : BRGM.

- PAREYN C. (1984) - Les découvertes récentes sur les séries marines néogènes et pléistocènes ouvrent la voie à une conception nouvelle de l'évolution structurale et morphologique de Basse-Normandie. *In* « Mélanges offerts à A. Journaux ». Condé-sur-Noireau : Corlet imp., p. 215-232.
- PARIS F., ROBARDET M. (1990) - Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan régions. *Tectonophysics*, 177, p. 193-213.
- PARIS F., ROBARDET M. (1994) - Paleogeographic synthesis. *In* « Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas », Keppie J.D. éd., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 172-176, 3 fig.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Ages of the Vire-Carolles granits. *In* « Numerical dating in stratigraphy », G.S. Odin (éd.), p. 784-790.
- PETTIJOHN F., POTTER E., SIEVER R. (1973) - Sands and sandstones. Springer Verlag, 618 p.
- PRUVOST P. (1949) - L'Infracambrien. *Bull. Soc. belge Paléontol. et Hydrol.*, t. LX, fasc. 1, p. 44-65.
- PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, IV, 399 p.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. miner. Bretagne*, 20, 342 p.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) - Le Paléozoïque anté-varisque de France ; contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, n° 3, p. 3-31.
- ROBLOT M.-M., CHAIGNEAU M., MAJZOUR M. (1964) - Détermination du rapport des isotopes stables du carbone dans les phanites précambriens. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, gr. 9, p. 253-255.
- ROLET J., GRESSELIN F., JEGOUZO P., LEDRU P., WYNS R. (1994) - Intracontinental Hercynian Events in the Armorican Massif. *In* « Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas », Keppie J.D. (éd.), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 195-219, 19 fig.
- ROUAULT M. (1851) - Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricain) découverte dans le terrain silurien inférieur de Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, VII, p. 724-744.
- SAGON J. P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Châteaulin (Massif armoricain) : stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Thèse doct. Etat, univ. P. et M. Curie, Paris VI.
- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990) - Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. Geological Society of London, Spécial Publication, 51, p. 133-150.
- TOPLEY C.G., BROWN M., POWER G.M., D'LEMONS R.S., ROACH R.A. (1990) - The northern igneous complex of Guernsey, Channel Islands. *In* R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds). The Cadomian Orogeny. Geological Society, London, Spécial Publication, 51, p. 245-259.

- TRAUTMAN F., MINOUX L., JANJOU D., LANGEVIN C. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Villedieu-les-Poêles (173). Orléans : BRGM.
- VERNHET Y., DHELLEMES R., DORE F, ENOUF C, LAUTRIDOU J.-R, VERRON G. (1996) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Domfront (249). Orléans : BRGM.
- VERNHET Y., CHEVREMONTPII., LAUTRIDOU J.-P. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Landivy (248). Orléans : BRGM.
- VERNHET Y, PAREYN C, VILLEY M., AUBRY J., ZWINGELBERG F, COUTARD F, BAIZE S., COUTARD J.-P. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Balleroy (118). Orléans : BRGM.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) - Éléments de tectonique analytique. Masson éd.
- VIEILLARD E. (1880) - Carte géologique du département de la Manche.
- VIGNERESSE J.L. (1986) - La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. Coll. Tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain. Rennes, Nantes, 9-13 septembre 1986.
- VOGT J., CADIOTB., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.

DOCUMENTS CONSULTABLES

Pour plus d'informations, le lecteur pourra se reporter au « Guide géologique régional Normandie » par F. Doré, P. Juignet, C. Larsonneur et M. Rioult, 1977 ; Masson éd., Paris, 207 p., 12 pi.

La Banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux transmis. Les documents peuvent être consultés :

- pour le Calvados et la Manche, au Service géologique régional Basse-Normandie (Citis « Le Pentacle », avenue de Tsukuba, 14209 Hérouville-Saint-Clair cedex) ou, encore, au BRGM, Maison de la Géologie (77, rue Claude Bernard, 75005 Paris).

DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE

- Carte géologique du département du Calvados par A. de Caumont (1829) ;
- Carte géologique du département de la Manche par A. de Caumont (1827), puis par E. Vieillard, A. Pottier et A. de Lapparent (1880) ;

- Carte géologique Saint-Lô n° 28 à 1/80 000 :
 - 1^{ère} édition (1891) par L. Lecomu ;
 - 2^e édition (1926) par A. Bigot ;
 - 3^e édition (1967) par M.-J. Graindor, M.-M. Roblot, M. Robard et M. Rioult.
- Carte géologique Coutances n° 44 à 1/80 000 :
 - 1^{ère} édition (1884) par L. Lecornu ;
 - 2^e édition (1928) par A. Bigot ;
 - 3^e édition (1966) par M.-J. Graindor *et ai.*
- Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000 (1980) par J. Vogt et C. Weber.

AUTEURS

- Pour la notice :

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

Les chapitres « Introduction » et « Géologie de l'environnement » ont été rédigés par Y. VERNHET.

Les chapitres « Description des terrains », « Conditions de formation des entités géologiques » « Évolution tectono-métamorphique », et « Synthèse géodynamique régionale » ont été rédigés, pour le Protérozoïque, par Y. VERNHET et, pour le Paléozoïque, par G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES (professeurs à l'Institut géologique Albert de LAPPARENT [IGAL], Cergy-Pontoise, Val-d'Oise), d'après les documents et données de terrain de V. HERVY, doctorante à ITGAL.

Le paragraphe portant sur les roches filoniennes et laves indifférenciées a été rédigé par Y. VERNHET.

Les formations quaternaires et superficielles ont été étudiées par Y. VERNHET.

Le chapitre « Ressources en eau » a été rédigé par Cl. LANGEVIN, ingénieur hydrogéologue au BRGM (SGR Basse-Normandie).

- *Pour la carte* :

Les explorations et les tracés ont été effectués :

- pour les formations du Briovérien et formations associées géographiquement (filons, formations superficielles, etc.), en 1997-1998, par Y. VERNHET, ingénieur géologue au BRGM ;
- pour les terrains paléozoïques, en 1996-1997, par V. HERVY, doctorante à l'IGAL, G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES, professeurs à l'IGAL, complétés par Y. VERNHET (1998-1999) ;
- pour les formations mésozoïques et quaternaires, par Y. VERNHET.

Présentation au CCGF : 10 décembre 1999

Acceptation de la carte et de la notice : 13 octobre 2000

Impression de la carte : 2000

Impression de la notice : 2000

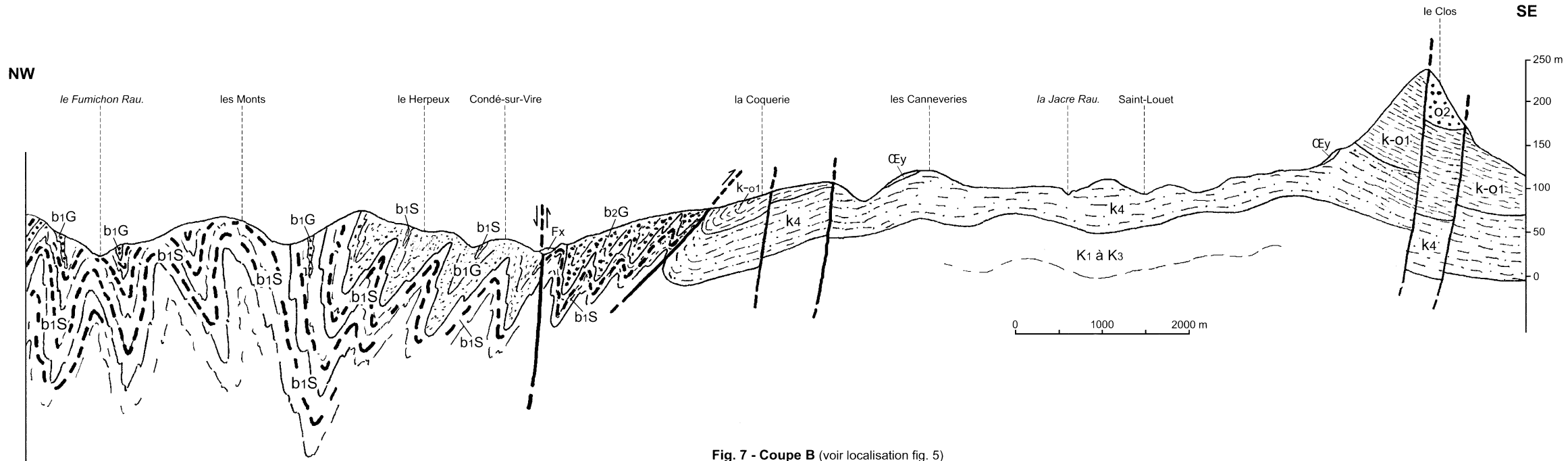


Fig. 7 - Coupe B (voir localisation fig. 5)

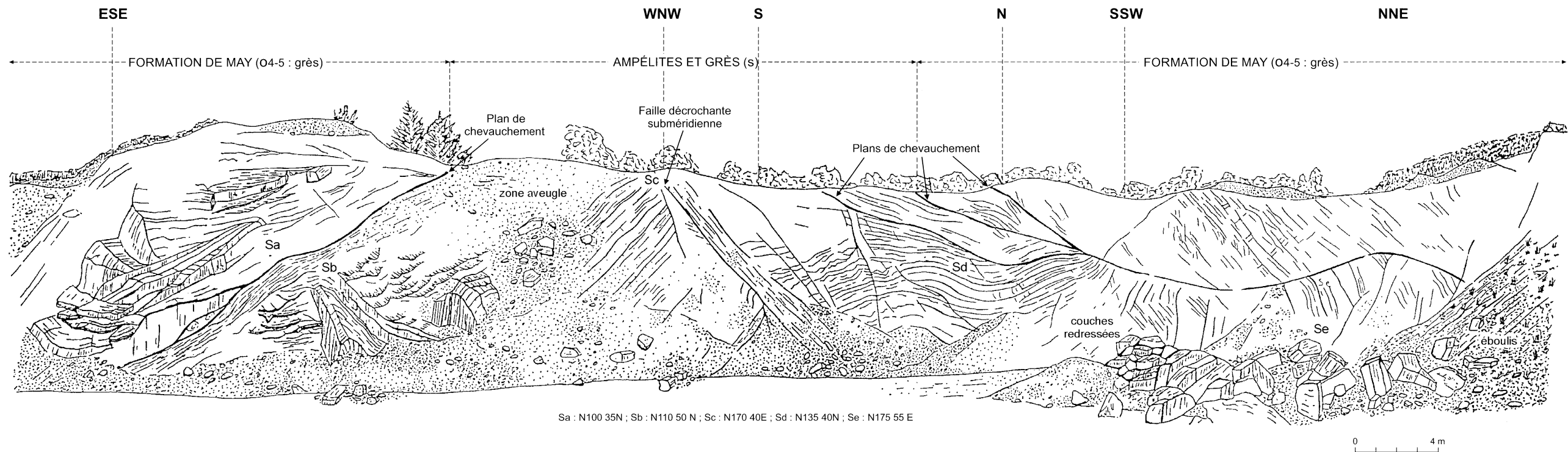


Fig. 12 - Chevauchement des formations ordoviciennes (Formation de May) sur les grès et ampélites siluriens (d'après V. Hervy, 1997)
 Carrière de Jurques : front de taille de la carrière C ou de la Pierre Dialan

Log A

(Lacune d'érosion)

Schistes et grès rouges de Saint-Rémy : grès fins feldspathiques rosés à la base, en bancs décimétriques à métriques, avec de petites straticules psammitiques rouge-violacé

Pérites et grès fins rubanés avec de petits lits millimétriques à centimétriques de pérites vert foncé à bleutées

(2) Horizon carbonaté : banc de calcaire oolitique bleuté

(1) Grès et pérites rouge sombre de 3 à 5 m de puissance (niveau repère)

Niveau microconglomératique à petits galets de quartz infrapizaires

Grès et pérites bruns, verts ou jaunâtres, rubanés, à straticules violacées, très riches à la base et plus ou moins diffuses vers le sommet de la série

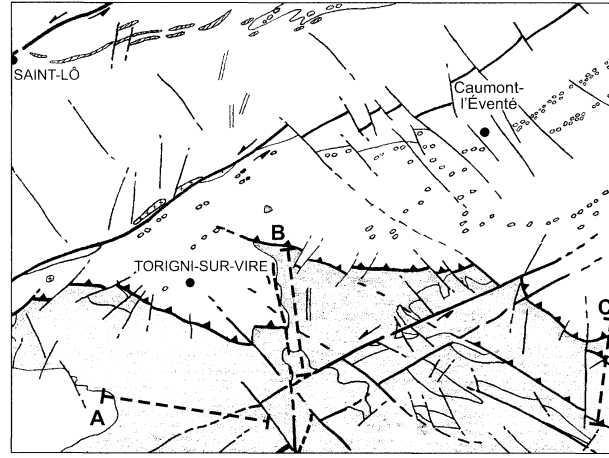
Grès grossier à conglomératique brun-vert, quartzitique ; présence de passées pélitiques vertes diffuses

Pérites et grès verts à ocre en plaquettes très fines, avec niveaux rouge sombre

Conglomérats gris à galets de siltites-arénites et de quartzites-microquartzites

Conglomérats pourprés de base à éléments roulés lithiques, microquartzitiques et quartzo-feldspathiques

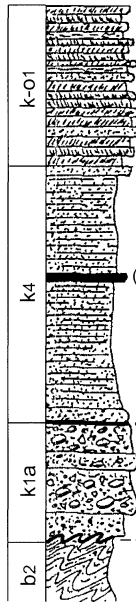
Arénites et siltites du Briovérien supérieur (formation flyschoïde)



Paléozoïque en gris

0 5 km

Log B



Schistes et grès rouges de Saint-Rémy : grès fins feldspathiques rosés à la base, en bancs décimétriques à métriques, avec de petites straticules psammitiques rouge violacé

Pérites et grès fins rubanés avec de petits lits millimétriques à centimétriques de pérites vert foncé à bleutées

(1) Grès et pérites rouge sombre de 3 à 5 m de puissance (niveau repère)

Semelle microconglomératique gris verdâtre

Horizon de grès gris relativement grossier

Semelle microconglomératique à grès rouge, à passées conglomératiques et intercalations de pérites violacées

Arénites et siltites du Briovérien supérieur (formation flyschoïde)

Fig. 4 - Colonnes stratigraphiques synthétiques de la série paléozoïque représentée sur la feuille Torigni-sur-Vire (d'après V. Hervy, 1997)

Log A : partie occidentale de la feuille

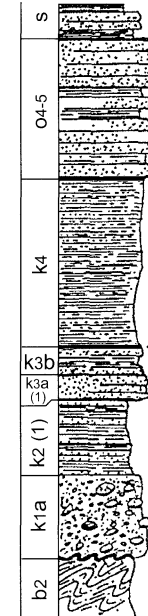
Log B : partie centrale de la feuille

Log C : partie orientale de la feuille



Contact discordant
 Contact anormal

Log C



Ampélites noires, à pyrite et marcassite, et grès gris riches en pistes et terriers fossiles

Passée de psammites blanches à grises, riche en quartz

Grès quartzitiques gris clair ou violacés avec de petites intercalations d'argiles rouges à noires

Pérites et grès fins, verts, rubanés, avec de petits lits millimétriques à centimétriques de pérites vert foncé à bleutées

Grès et pérites bruns, verts ou jaunâtres, rubanés, à straticules violacées, très riches à la base et plus ou moins diffuses vers le sommet de la série

Grès feldspathiques bruns à verts, riches en glauconie ; récurrence de passées microconglomératiques

Pérites vertes et rouges en plaquettes millimétriques

Conglomérats pourprés de base à éléments roulés lithiques, microquartzitiques et quartzo-feldspathiques

Arénites et siltites du Briovérien supérieur (formation flyschoïde)

(la série est ici inversée ; elle constitue le flanc nord du synclinal écaillé)