

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

VILLERS- BOCAGE

par

Y. VERNHET, P. MAURIZOT, J. LE GALL,
P. GIGOT, L. DUPRET, G. LEROUGE,
J.-C. BESOMBES, G. BARBIER, T. PAY



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VILLERS-BOCAGE À 1/50 000**

par

**Y. VERNHET, P. MAURIZOT, J. LE GALL, P. GIGOT,
L. DUPRET, G. LEROUGE, J.C. BESOMBES, G. BARBIER, T. PAY**

**avec la collaboration de
J. PELLERIN, O. DUGUÉ, G. FILY**

2002

**Éditions 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., MAURIZOT P., LE GALL J., GIGOT P., DUPRET L., BARBIER G., LEROUGE G., BESOMBES J.C., PELLERIN J. (2002) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Villers-Bocage (145). Orléans : BRGM. Notice explicative par Y. VERNHET et al. (2002), 229 p.

– *pour la notice* : VERNHET Y., MAURIZOT P., LE GALL J., GIGOT P., DUPRET L., LEROUGE G., BESOMBES J.C., BARBIER G., PAY T., avec la collaboration de PELLERIN J., DUGUÉ O., FILY G. (2002) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Villers-Bocage (145). Orléans : BRGM, 229 p. Carte géologique par Y. VERNHET et al. (2002).

© BRGM, 2002. 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 : 2-7159-1145-9

SOMMAIRE

INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	9
Formations protérozoïques	11
Formations paléozoïques	12
Formations mésozoïques et cénozoïques	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	14
<i>APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS</i>	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>LE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	19
Formations sédimentaires du Briovérien	19
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	29
Formations paléozoïques des synclinaux de May-sur-Orne et d'Urville	29
Formations paléozoïques du flanc nord du Synclinal de la Zone bocaine	47
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	61
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	63
Trias	65
Jurassique	68
Crétacé	113
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION</i>	115
Formations résiduelles et altérites	115
Formations éoliennes	122
Formations périglaciaires de versant	123
Formations fluviatiles	125
Formations anthropiques	128
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	128
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	149
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	177
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	182
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	182

<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	185
<i>RISQUES NATURELS</i>	189
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	192
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	196
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	202
<i>AFFLEUREMENTS REMARQUABLES</i>	202
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	207
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	211
AUTEURS	228

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation de la carte Villers-Bocage à 1/50 000 dans le cadre géologique de la Normandie occidentale	8
Fig. 2 - Log lithostratigraphique synthétique de la région de Villers-Bocage	hors-texte
Fig. 3 - Coupe de la base de la série cambrienne, discordante sur les terrains briovériens plissés	30
Fig. 4 - Coupe détaillée des formations des Conglomérats et arkoses et des Schistes et calcaires le long des vallées de la Laize et de l'Orne (flanc sud du synclinal de May)	32
Fig. 5 - Concession des mines de fer de Ondefontaines. Toponymie et localisation des principaux travaux réalisés dans la formation des Schistes d'Urville	hors-texte
Fig. 6 - Logs synthétiques du Mésozoïque de la feuille Villers-Bocage dans le Bessin au Nord-Ouest et dans la région de Cesny-Bois-Halbout au Sud-Est	hors-texte
Fig. 7 - Coupe géologique détaillée de la série Jurassique inférieur et moyen dans la carrière de la Roche Blain (Fresney-le-Puceux)	74
Fig. 8 - Coupe géologique détaillée de la série Jurassique inférieur et moyen dans la carrière Guérin (Feuguerolles)	80
Fig. 9 - Zonation biostratigraphique ammonitique du Jurassique inférieur	86
Fig. 10 - Coupe géologique détaillée de la série condensée toarcienne dans la carrière Guérin (Feuguerolles)	94
Fig. 11 - Zonation biostratigraphique de la Formation de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux, dans la carrière Guérin (Feuguerolles)	104
Fig. 12 - Zonation biostratigraphique ammonitique du Jurassique moyen	106-107

Fig. 13 - Paléogéographie du bassin mancennien au Briovérien supérieur	130
Fig. 14 - Paléogéographie de la Normandie au cours du Cambrien	132
Fig. 15 - Plan de localisation des coupes géologiques	150
Fig. 16 - Coupe A	152
Fig. 17 - Coupe B	153
Fig. 18 - Coupe C	154
Fig. 19 - Coupe D	155
Fig. 20 - Coupe F	156
Fig. 21 - Carte d'isohypses de la base du Pliensbachien, établie à partir d'affleurements et des données de sondages disponibles (BSS) et de la trace des principales failles affectant la couverture jurassique	168
Fig. 22 - Petite faille inverse satellite de la faille de Vieux exposée dans le talus de la D 562 entre May-sur-Orne et Laize-la-Ville	172
Fig. 23 - Évolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain	176
Fig. 24 - Reconstitutions des différentes positions paléogéographiques du Massif armoricain au début du Paléozoïque	178
Fig. 25 - Emplacement des différents puits et descenderies des concessions de May-sur-Orne, Saint-André, Maltot et Bully. Emplacement et noms des différentes carrières situées au Sud de Caen dans la vallée de l'Orne	hors-texte

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Liste des fossiles de la Formation des Grès de May (o4-5) dans la localité de Jurques	61
Tabl. 2 - Compositions chimiques de quatre filons doléritiques de la carte Villers-Bocage	64
Tabl. 3 - Épaisseur du Trias dans les sondages BSS	66
Tabl. 4 - Sédimentation gréseuse ordovicienne et silurienne dans la zone bocaine : rappels sur les caractéristiques pétrographiques de ces trois formations	137
Tabl. 5 - Comparaison lithostratigraphique des Formations de Montabot et du Grès armoricain	140
Tabl. 6 - Principales secousses telluriques recensées dans la région depuis 1 000 ans	190
Tabl. 7 - Mesures des débits caractéristiques en m ³ /s	192
Tabl. 8 - Liste des principaux ouvrages réalisés dans le Briovérien, le Cambrien, le Trias et le Jurassique	194
Tabl. 9 - Quelques données de sondages enregistrées à la Banque des Données du Sous-Sol (BSS-BRGM)	208-210
Tabl. 10 - Liste des sondages BSS retenus en domaine de couverture	211

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Relief

La zone couverte par la feuille à 1/50 000 Villers-Bocage est située en Basse-Normandie, dans le département du Calvados (14), au Sud-Ouest de Caen (coupure IGN 1/50 000, série orange : Villers-Bocage ; coupures IGN 1/25 000, série bleue : Aunay-sur-Odon et Thury-Harcourt). Cette région se situe au carrefour de trois régions naturelles, le Bessin au Nord-Est, la Campagne de Caen au Nord-Est et à l'Est, et le Bocage normand au Sud, notamment au Sud-Est ce que l'on appelle « la Suisse normande ».

Les paysages apparaissent très contrastés, très vallonnés dans la moitié sud-ouest, avec de fréquentes petites vallées encaissées, caractérisées par de nombreuses parcelles bordées de haies (paysage de bocage), passant progressivement au Nord et à l'Est à de grandes zones de plateaux recouvertes de limons et d'argiles à silex, faiblement inclinées vers le Nord et l'Est. Ces grandes étendues planes, cultivées, sont entaillées par quelques vallées encaissées et sinueuses telles que celles de l'Orne, de la Seulles et de l'Odon.

La diversité des paysages de cette région est directement contrôlée par la nature du substrat. La zone située au Nord d'une diagonale NW-SE (Bessin et Campagne de Caen), d'altitude moyenne variant entre 50 et 150 m au Nord, atteignant jusqu'à 190 m au Sud-Est, correspond globalement aux terrains argilo-carbonatés du Mésozoïque-Cénozoïque occupés par des zones d'herbage destinées à l'élevage de bovins, mais également et surtout (en contexte carbonaté) propices aux grandes cultures céréalières, sur de vastes étendues dépourvues de haies. Les terrains protérozoïques et paléozoïques, notamment ceux des synclinaux de May et d'Urville, peuvent être observés dans ces secteurs à la faveur des grandes vallées encaissées.

La partie située au Sud de la diagonale NW-SE, est essentiellement occupée par les terrains protérozoïques (Briovérien) occupant grossièrement la partie centrale de la carte, et les formations paléozoïques du Synclinal de la Zone bocaine, situées au Sud. Cette zone présente un relief nettement plus accidenté, avec des dénivelés importants et des altitudes variant entre 150 et 200 m dans le Protérozoïque et entre 200 et 360 m au niveau du Synclinal bocain (362 m au Mont Pinçon). Ces variations sont très clairement conditionnées par la nature du substrat (passage Briovérien-Paléozoïque, barres gréseuses paléozoïques) mais également par les grands accidents tectoniques ayant affecté la région, notamment les grandes failles inverses. Cela se traduit au niveau du paysage par une succession de barres rocheuses,

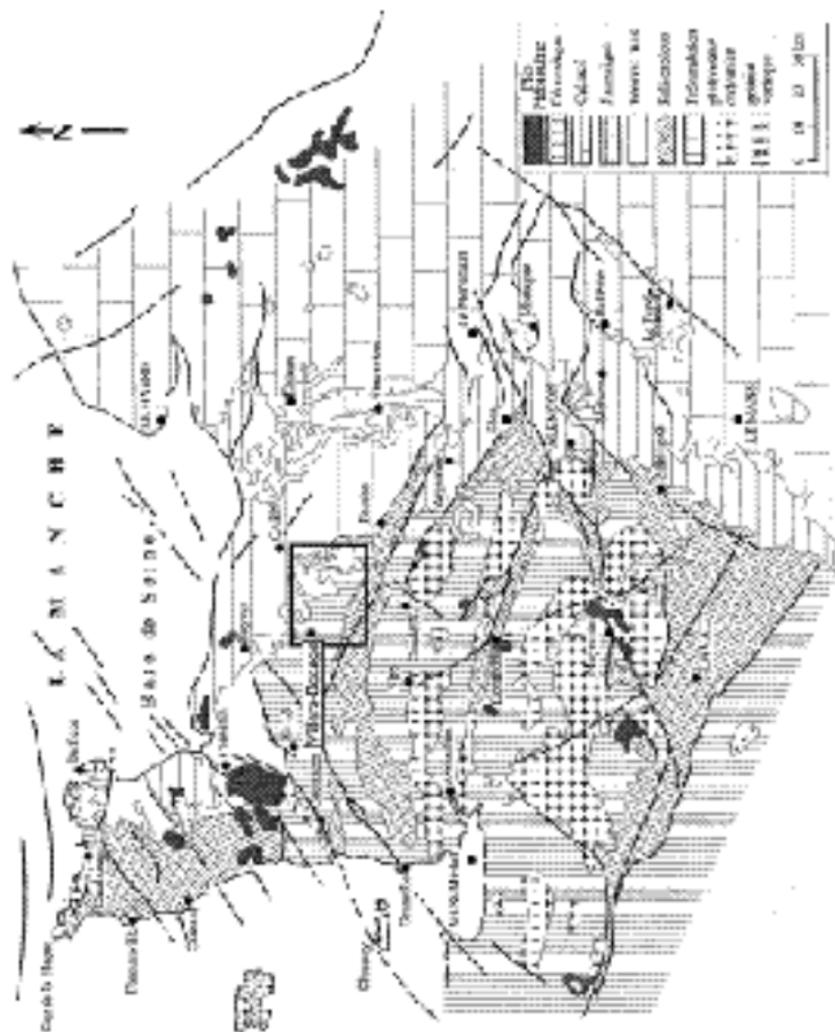


Fig. 1 - Situation de la carte Vieux-Monage & Vieux-Rouge dans le cadre géographique de la Pyrénées-orientales (document : Département de géographie, Université de Caen)

souvent à couvert forestier, et de vallées encaissées à pentes moyennes à fortes, à cultures et pâturages parcellaires bordées 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 au niveau des zones en relief du Synclinal bocain.

Les principales agglomérations présentes sur cette carte sont Villers-Bocage, Aunay-sur-Odon, Evrecy, Thury-Harcourt et May-sur-Orne. La feuille Villers-Bocage touche également dans l'angle nord-est les faubourgs de la ville de Caen.

Hydrographie

Le territoire couvert par la feuille Villers-Bocage est principalement drainé à l'Ouest par la Seulles et l'Odon et leurs affluents respectifs, et à l'Est par l'Orne et ses affluents notamment la Laize et la Guigne. Ces trois grands bassins se déversent au Nord dans la Manche. Les cours d'eau présents au Sud dans le Synclinal bocain s'écoulent en majorité vers le Sud et appartiennent au bassin de la Druance, affluent de l'Orne (feuille Condésur-Noireau). Le tracé de ce réseau hydrographique est en grande partie conditionné par la nature des formations géologiques présentes (en particulier au Sud au niveau du Paléozoïque, nettement en relief par rapport au Protérozoïque) mais également, fortement influencé par le contexte structural régional. On retrouve très distinctement au niveau de la structuration de ce réseau hydrographique des directions induites non seulement par les réseaux de failles cadomiennes N70°E (au niveau de l'Odon par exemple), mais également hercyniens à tardi-hercyniens N110° à N130°E notamment dans l'environnement du synclinal paléozoïque. La direction subméridienne, post-hercynienne, conditionnant plus au Sud la structuration et la mise en place de bassins tertiaires (feuille Domfront), ressort également assez distinctement dans ce tracé hydrographique.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région couverte par la feuille Villers-Bocage à 1/50 000 se situe à l'extrême nord-est du Massif armoricain et sur la bordure méridionale du bassin de Paris (fig. 1 et schéma structural).

Elle se place au carrefour de plusieurs entités géologiques distinctes :

– **au Nord un domaine appartenant au domaine cadomien nord-armoricain** (Chantraine et *al.*, 1988) formant une large bande orientée SE-NW depuis Thury-Harcourt à l'Est et se poursuivant à l'Ouest jusqu'à la côte

(Coutances–Granville). Ce domaine est constitué de terrains sédimentaires plissés, d'âge néoprotozoïque (660-540 Ma) et se subdivise en deux ensembles, d'une part le Briovérien phtanitique (ou inférieur) (660-585 Ma) caractérisé par la présence de phtanite en bancs (domaine de la Cordillère orogénique ; Chantraine, 1989) et d'autre part le Briovérien post-phtanitique (ou supérieur) (585-540 Ma), à éléments de phtanite remaniés (domaine de la Mancellia).

– **Au Sud mais également à l'Est (vallées de l'Odon et de l'Orne)**, ce domaine briovérien est interrompu par des formations sédimentaires d'âge paléozoïque appartenant à trois entités géologiques régionales : le synclinorium de la Zone bocaine au Sud, s'étendant d'Est en Ouest sur plus de 100 km, depuis Falaise jusqu'aux abords de Granville ; les synclinaux de May-sur-Orne et d'Urville à l'Est (visibles à l'affleurement sur quelques kilomètres seulement). Ces formations sédimentaires sont transgressives, discordantes sur les terrains protérozoïques et soumises aux déformations hercyniennes. Elles sont composées de sédiments détritiques terrigènes continentaux à marins (conglomérats, grès et pélites, calcaires), d'âge cambrien à silurien.

– **Au Nord et à l'Est, les terrains carbonatés présents** appartiennent à la bordure méridionale du bassin anglo-parisien.

Sur le bâti ancien protéro-paléozoïque structuré par les cycles cadomien puis hercynien, ce domaine se comporte durant le Mésozoïque comme une bordure passive sur laquelle se mettent en place en discordance, des dépôts sédimentaires essentiellement carbonatés, enregistrant des pulsions épigéniques ou eustatiques. Régionalement deux grandes structures tectoniques permanentes, l'Éperon du Perche et le Sillon marneux péri-armoricain, contrôlent sur cette bordure la sédimentation et les échanges faunistiques au cours du Jurassique (Dugué et al., 1997). L'Éperon du Perche, de direction E-W, localisé au Sud de la feuille (Perche et Bellinois) correspond à une structure d'orientation varisque séparant au Jurassique les domaines paléogéographiques normand au Nord et manceau au Sud. Il constitue en outre une barrière hydrodynamique entre les eaux boréales et téthysiennes. La multitude des lacunes de sédimentation, des décharges détritiques et la fréquence plus importante des niveaux à oolites ferrugineuses attestent pour cette structure d'une tendance épigénique positive. Le sillon marneux péri-armoricain qui joint la Manche centrale à la baie de Seine puis au Pays de Caux correspond à un demi-graben, subsident durant le Jurassique (séries épaisses et terrigènes), ouvert sur l'Atlantique nord, et qui isole partiellement le bloc armoricain du reste du bassin anglo-parisien.

Les formations triasiques et jurassiques discordantes sur les terrains protérozoïques et paléozoïques constituent sur Villers-Bocage l'essentiel des formations post-paléozoïques. Le contact actuel entre cette couverture

mésozoïque et le socle armoricain correspond à une limite d'érosion induite par le décapage de ces terrains secondaires au cours du Tertiaire et du Quaternaire.

Les témoins des périodes crétacé et tertiaire sont limités et souvent difficiles à interpréter comme dans toute cette région normande. Il faut attendre le début du Quaternaire pour retrouver des dépôts d'une certaine importance avec notamment les Sables de Saint-Vigor sur les secteurs de Bayeux et de Balleroy puis le cortège des formations fluviatiles et périglaciaires.

Formations protérozoïques

Elles définissent sur le territoire de la feuille Villers-Bocage (Briovérien) une large bande NW-SE depuis Saint-Germain-d'Ectot au Nord-Ouest, Villers-Bocage, Aunay-sur-Odon et Thury-Harcourt au Sud-Est.

Ces terrains attribués au Protérozoïque supérieur sont sédimentaires, détritiques et marins et rattachés au Briovérien (du nom latin de Saint-Lô : Briovera) (fig. 2, hors-texte).

Ils se situent dans la continuité des terrains présents à l'Ouest sur la feuille Torigni-sur-Vire et appartenant au domaine mancellien.

Dans le secteur étudié, le Briovérien est caractérisé par l'abondance de faciès gréseux et grauwackeux mais surtout par la présence de faciès détritiques grossiers, microconglomératiques à conglomératiques à **éléments de phtanite remaniés**. Ces observations permettent par conséquent, dans le concept actuel (défini notamment par Le Corre, 1977), de situer ces terrains sédimentaires dans le domaine Briovérien post-phtanitique, plus précisément ici dans la Formation de Granville et de la Laize.

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 ; Minoux et *al.*, 1987). Ces différentes formations ont été déformées, affectées par un métamorphisme régional de bas-grade (illite-chlorite) de type épizonal dans le domaine « schistes verts ». Elles sont d'autre part affectées par différents réseaux de failles en particulier par un réseau orienté N60 à N70°E, marqué régionalement par l'existence de grands accidents tels que ceux de Granville, Coutances, de la Drôme et probablement de l'Odon. Ce réseau de faille apparaît également très bien exprimé au niveau du Synclinal de la Zone bocaine et met par conséquent en

évidence une réactivation probable de ces anciennes structures cadomiennes au cours de la phase varisque voir également ultérieurement.

Formations paléozoïques

Localisé dans la partie sud (Synclinal bocain) et dans le quart nord-est (synclinaux d'Urville et de May-sur-Orne) de la feuille, le Paléozoïque est essentiellement représenté par des terrains attribués au Cambrien, à l'Ordovicien et en proportion moindre au Silurien.

Les terrains cambriens sont constitués de conglomérats et grès pourprés dans la partie basale, de grès variés, de pélites rouges à vertes et de niveaux carbonatés. Ces derniers relativement limités dans le synclinal de la Zone bocaine, présentent par contre une extension nettement plus importante dans les synclinaux d'Urville et de May.

Ces différents faciès caractérisent des phases de sédimentation en milieu tour à tour continental et laguno-marin à marin (fig. 2, hors-texte).

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. Elles se caractérisent localement par la présence d'horizons minéralisés en fer et dans le quart nord-est de niveaux tillitiques d'origine glacio-marine.

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

Les terrains dévoniens, carbonifères et permien, visibles plus à l'Ouest notamment sur les feuilles Balleroy et Saint-Lô n'ont pas été observés sur cette zone.

Les terrains paléozoïques sont eux affectés vers 330-310 Ma par une phase de plissement et de fracturation N100 à N130°E, liée à l'orogénèse hercynienne, engendrant la mise en place des dispositifs synclinaux, tels que ceux d'Urville et de May-sur-Orne au Nord et celui de la Zone bocaine au Sud. Au niveau de ce dernier, ces phénomènes se marquent notamment par d'importantes structures chevauchantes, engendrant localement un écaillage du Briovérien sur le Paléozoïque, mais également, au sein de ce Paléozoïque, par la présence d'écailles tectoniques plurikilométriques.

Cette phase de déformation provoque également au niveau du socle cadomien une réactivation des structures cadomiennes N70°E (accident de

Granville et failles parallèles associées), très bien marquée au niveau du synclinal bocain. 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 (tardi- à post-hercynien ?), le jeu de grands accidents subméridiens vient parachever la structuration de cette région en tronquant en particulier le synclinorium de la Zone bocaine (failles de l'Odon et de l'Orne).

Formations mésozoïques et cénozoïques

Les dépôts continentaux triasiques, sableux, argileux, à galets et cailloutis, constituent les premiers dépôts d'âge mésozoïque, mis en place dans les points bas du paysage post-hercynien. Ils sont discordants sur le socle protéro-paléozoïque et localisés sur cette zone au Nord d'une diagonale NW-SE allant de Saint-Germain-d'Ectot au Cinglais. Ils sont en majeure partie masqués par la couverture jurassique argilo-carbonatée sus-jacente qui constitue l'essentiel de la couverture mésozoïque. Celle-ci est représentée par des formations sédimentaires marines à dominante carbonatée de plate-forme s'étageant du Lias (Sinémurien) jusqu'au Dogger (Bathonien) et formant actuellement de grands plateaux monoclinaux très faiblement pentés vers la baie de Seine (fig. 2, hors-texte). Ces formations jurassiques présentent à l'échelle régionale une grande régularité. Leurs variations en faciès et épaisseur obéissent à un double contrôle :

- un amincissement global vers le Sud-Est ;
- la présence d'écueils ou paléoreliefs varisques (synclinaux paléozoïques de May-sur-Orne et Urville) sur lesquels les séries se diversifient, se condensent ou se biseautent.

Le Crétacé supérieur est présent dans la feuille mais réduit et limité à quelques blocs résiduels de calcaire attribués au Cénomaniens, localisés au faite du Synclinal bocain (Mont Pinçon).

À partir de cette période puis pendant tout le Cénozoïque, cette bordure du Massif armoricain joue le rôle d'une surface de façonnement continentale (surface polygénique pré-pliocène ; Pellerin, 1967 ; Klein, 1973 ; Lautridou, 1994), dont les témoins sont plus représentés par des produits d'altération, difficiles à interpréter et dater, que par de véritables dépôts. De grandes surfaces d'argiles à silex, dont l'âge pourrait être aussi précoce que le Crétacé inférieur, sont formées aux dépens des dépôts carbonatés exondés. Quelques horizons à silicrètes s'y superposent, au Sud-Ouest de Monts-en-Bessin et dans le Cinglais. Ils pourraient être le témoin d'une phase d'altération continentale éocène.

Au cours du Quaternaire, on assiste à l'individualisation du réseau hydrographique qui s'encaisse de façon progressive à partir de la surface d'érosion pré-pliocène, laissant au passage en témoin plusieurs niveaux de nappes alluviales. Le paysage quaternaire est également marqué par une forte empreinte périglaciaire qui affecte le milieu et impose le modèle morphologique final, avec les dépôts éoliens de lœss et la formation de « head » (dépôts de versants hétérométriques) sur les pentes des principaux reliefs.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

La couverture géologique de la feuille Villers-Bocage a été réalisée en 1825 par A. de Caumont (carte du Calvados). Les premières cartes géologiques de synthèse à 1/80 000 permettant d'avoir une vue d'ensemble de la zone de Villers-Bocage sont celles de Falaise et Caen. La première édition de la feuille Falaise a été réalisée en 1892 par L. Lecornu, réactualisée en 1916 et 1946 par A. Bigot, puis en 1962 par C. Pareyn. La première édition à 1/80 000 de la feuille Caen a été réalisée en 1886 par L. Lecornu et M. Lodin, réactualisée en 1913 et 1938 par A. Bigot. La troisième édition de 1938 a été réimprimée sans modification en 1962, avec cependant une refonte de la notice explicative par C. Pareyn et M. Rioult.

Les grands ensembles protérozoïque, paléozoïque, mésozoïque définis à l'origine sont restés sensiblement identiques au cours de ces réactualisations, mais leurs contours et les différenciations stratigraphiques ont été de plus en plus affinés. Les subdivisions au sein du Briovérien sont restées très limitées, un ensemble dénommé « X : Précambrien » a été identifié comprenant un niveau dit de « Tillites » de Saint-Germain-d'Ectot correspondant aux faciès conglomératiques. La terminologie de Briovérien supérieur est toutefois abordée.

Pour le Paléozoïque, les synclinaux de la Zone bocaine, de May-sur-Orne et d'Urville ainsi que les principales coupures et faciès du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien sont dans l'ensemble identifiés.

Concernant le Secondaire, l'essentiel des contours des grandes formations de la couverture secondaire est tracé dès les années 1930 notamment avec les travaux de A. Bigot.

Sur le plan structural, les phases de plissements cadomiennes ne sont pas abordées contrairement aux feuilles à 1/80 000 voisines (Coutances et Saint-Lô), alors que la phase hercynienne n'est abordée que très partiellement notamment avec l'individualisation des différents synclinaux, les amorces de phénomènes de chevauchement et d'écaillages notamment dans la Zone bocaine, la caractérisation de grands accidents affectant les différents synclinaux. Au niveau du métamorphisme, seul le métamorphisme de contact visible plus au Sud au contact Briovérien–granodiorite de Vire est individualisé avec une auréole regroupant à la fois les cornéennes et les « Schistes tachetés ».

Enfin, les formations superficielles ne sont que partiellement représentées.

Depuis, le lever des feuilles à 1/50 000 Vire (Janjou et *al.*, 1987), Villedieu-les-Poêles (Trautmann et *al.*, 1987), Granville (Doré et *al.*, 1987), Coutances (Dupret et *al.*, 1987), Saint-Lô (Dupret et *al.*, 1997), Balleroy et Torigni-sur-Vire (Vernhet et *al.*, 2000), Bayeux-Courseulles (Maurizot et *al.*, 2000), Falaise (Gigot et *al.*, 1999), Mézidon (Deroin et *al.*, 1999) a 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, 1972), C. Le Corre (1977), C. Le Corre et *al.* (1991), J. Chantraine et *al.* (1982, 1986, 1988), É. Egal et E. Le Goff (1994), F. Doré et *al.* (1979), E. Dissler et *al.* (1986, 1988), L. Dupret (1988), L. Dupret et *al.* (1984, 1990), T. Garlan (1985), C. Guerrot et *al.* (1989, 1990, 1994), M.C. Dabard (1997), M.C. Dabard et *al.* (1994), P. Graviou et *al.* (1985, 1988) pour le Briovérien, de F. Doré (1969, 1971, 1972), M. Robardet (1981), M. Robardet et *al.* (1994), F. Paris et *al.* (1990), J. Le Gall (1999) pour le Paléozoïque, M. Rioult (1968), M. Rioult et *al.* (1975), G. Fily (1974), G. Fily et *al.* (1989) pour le Jurassique normand, et de J.P. Lautridou (1985, 1991) pour les formations superficielles.

Conditions d'établissement de la carte

La carte Villers-Bocage 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 mené par le BRGM, en collaboration avec le Laboratoire de Géologie dynamique de l'université de Caen, l'Institut géologique Albert de Lapparent (IGAL–Cergy-Pontoise) et le Centre de Géomorphologie de Caen (CNRS). Les auteurs des différents levers sont cités sur la carte.

Les explorations et les tracés ont été effectués :

– pour les *formations du Briovérien* et formations associées géographiquement (filons, formations superficielles, etc.) par Yann Vernhet, ingénieur géologue au BRGM, en 1999-2000 ;

– pour les *terrains paléozoïques* :

. le flanc nord du Synclinal de la Zone bocaine a été levé en 1994-1995 par G. Barbier, doctorante à l'IGAL (Institut de géologie Albert de Lapparent, Cergy-Pontoise), G. Lerouge et J.C. Besombes, professeurs à l'IGAL, et complété par Y. Vernhet (1998-1999),

. les synclinaux d'Urville et de May-sur-Orne ont été levés par J. Le Gall, P. Gigot et L. Dupret en 1999-2000 (université de Caen) ;

– pour les *formations mésozoïques*, cénozoïques et formations superficielles par :

. P. Maurizot pour les secteurs situés au Nord de la rivière Odon et au Sud de la confluence des rivières Orne et Laize, en 1999-2000, J. Le Gall, P. Gigot et L. Dupret pour le secteur compris entre l'Odon et l'Orne, ainsi que les terrains situés en rive droite de la Laize en 1999-2000 ;

– pour les *formations superficielles*, les levés ont bénéficié et se sont appuyés sur une première cartographie et la rédaction d'une notice effectuées en 1993 par J. Pellerin, ingénieur au Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen.

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, altérites) ou végétal (pâturages et massifs forestiers, ces derniers notamment au niveau du Paléozoïque). La limite entre le Briovérien et le Paléozoïque de la Zone bocaine a pu également par endroits poser quelques problèmes en raison de la complexité structurale du secteur (contacts souvent fortement tectonisés et chevauchants), mais également du colluvionnement des formations paléozoïques sur les terrains briovériens (notamment dans les secteurs à forts dénivelés). La limite Briovérien-Trias apparaît localement délicate à définir en raison de la nature très inconsistante des matériaux triasiques, fréquemment sujets au colluvionnement.

Au niveau de la couverture jurassique, en dehors des problèmes liés aux conditions d'affleurement, le principal obstacle à la différenciation cartographique est la présence dans la partie sud de la couverture des argiles d'altération à silex, fortement développées.

La cartographie dite *en pierres volantes* dans les labours reste nettement prédominante. Quelques carrières installées dans le Briovérien (la Roche Blain à l'Est de Laize-la-Ville), dans le Paléozoïque (carrière d'Etavaux à Saint-André-sur-Orne, Feuguerolles-sur-Orne, May-sur-Orne, Mouen, Baron-sur-Odon) dans la couverture jurassique (fours à chaux de Courmeron,

carrières de Vacognes et Neuilly, carrière de la Roche Blain) ont cependant permis d'observer en place ces différentes formations. Quelques beaux affleurements dans le Briovérien et le Paléozoïque ont également pu être étudiés le long des vallées de l'Orne notamment près de Thury-Harcourt, de la Laize, de l'Odon et de l'Ajon.

APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS

Plusieurs améliorations, tant scientifiques qu'à intérêts économiques (aménagement du territoire), ont été introduites par rapport aux cartes à 1/80 000 Caen et Falaise.

Au niveau de la **lithostratigraphie**, la cartographie réalisée a permis d'affiner les limites entre les trois grandes unités présentes, le socle protérozoïque, les synclinaux paléozoïques et la couverture mésozoïque, d'en préciser le contenu lithologique et le découpage stratigraphique (couverture).

Pour le **Briovérien**, cette cartographie a permis d'individualiser les différents faciès pétrographiques déjà distingués sur les feuilles Balleroy et Torigni-sur-Vire, d'en préciser l'extension et la structuration, et de découvrir de nouveaux horizons conglomératiques. Ces observations ont conduit à classer les terrains protérozoïques présents dans l'ensemble supérieur (ou post-phthanitique), caractérisé par la présence de microconglomérats et conglomérats à grains et galets de phthanite.

Concernant le **Paléozoïque**, une cartographie détaillée de la bordure nord du synclinal de la Zone Bocaine, et des synclinaux de May-sur-Orne et d'Urville a été réalisée, permettant de mieux visualiser les relations entre les différentes formations les composant et les éventuelles variations de faciès entre ces différents synclinaux.

Ces levers ont ainsi permis d'achever la cartographie à 1/50 000 de l'ensemble du Synclinorium bocain et d'élucider le problème posé par la virgation de cette structure. Cette virgation semble maintenant à la vue 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, et d'autre part un plissement de ces formations auquel se surajoutent le jeu des accidents varisques N110°E, ainsi que le rejeu (varisque) des grands accidents cadomiens N70°E. Le rejeu de ces derniers accentue la forme arquée de cette structure de la Zone bocaine.

Au niveau des synclinaux de May et d'Urville, les leviers détaillés réalisés par l'université de Caen ont permis de préciser le rôle des différentes phases de déformation souples et cassantes ayant conditionné la géométrie actuelle de ces synclinaux.

De nouveaux affleurements très ponctuels de filons doléritiques injectant les terrains briovériens ou paléozoïques ont également été observés.

Pour la couverture **mésozoïque**, ces leviers ont abouti aux résultats suivants :

- un affinement des contours notamment au niveau de la zone de transgression du Jurassique sur l'écueil paléozoïque de May-sur-Orne ;
- de nouvelles coupes de référence dans différentes carrières de la région de May-sur-Orne ;
- la mise en évidence de la zone faillée qui décale la couverture jurassique entre Baron-sur-Odon, Vieux et Laize-la-Ville.

Pour les formations **superficielles et quaternaires** :

- l'individualisation des formations de silcrête ou « Grès du Cinglais » et leur calage par rapport aux argiles à silex ;
- une reconnaissance beaucoup plus poussée des formations superficielles et d'altération en général, et une intégration dans leur contexte régional et dans l'histoire quaternaire normande.

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

Au sein du Briovérien, le résultat majeur reste la mise en évidence d'une phase cadomienne plicative majeure P1, tardive, affectant simultanément le Briovérien phtanitique, reconnu à l'Ouest sur les feuilles Torigni-sur-Vire, Balleroy et Saint-Lô, et le Briovérien post-phtanitique présent ici sur cette zone. L'intensité de ce métamorphisme décroît régionalement du Nord au Sud, au fur à mesure que l'on monte dans la pile sédimentaire briovérienne (du Briovérien inférieur au Briovérien supérieur).

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, mais très bien marquée dans cette partie du Synclinal bocain et dans les synclinaux de May-sur-Orne et d'Urville. Les déformations cassantes sont très importantes et affectent l'ensemble des terrains protérozoïques et paléozoïques. Elles se marquent en particulier au niveau du flanc nord du Synclinorium bocain par la présence de grands accidents chevauchants N90° à N110°E engendrant partiellement le chevauchement

vers le Sud des formations briovériennes sur celles du Paléozoïque. Des phénomènes similaires sont également observables au Nord au niveau de la carrière d'Etavaux. Ces grands accidents sont également responsables au niveau du Briovérien des décalages décelés cartographiquement mais aussi probablement responsables de ces virgations notamment dans la région de Thury-Harcourt et entre les rivières Odon et Ajon. Enfin, on remarquera que la limite d'extension des terrains mésozoïques sur le socle apparaît régionalement (Villers-Bocage et Balleroy) alignée sur cette direction hercynienne. Bien que cela soit plus difficile à prouver, on ne peut exclure l'existence d'un contrôle paléogéographique induit par ces accidents hercyniens, et ayant conditionné la sédimentation mésozoïque.

De grandes failles décrochantes subméridiennes synchrones à postérieures à cette phase chevauchante affectent l'ensemble de ces terrains, engendrant aussi bien dans le Briovérien que dans le Paléozoïque toute une série de décalages.

Les grands accidents N55 à N70° tels que celui de Granville (feuille Torigni-sur-Vire, Vernhet et *al.*, 2000) et les failles associées se retrouvent également très distinctement sur cette zone, en particulier celui de Guilberville–Saint-Martin-des-Besaces (Torigni-sur-Vire) qui se prolonge et conditionne sur Villers-Bocage le cours de l'Odon. Ces accidents sont en général marqués par une importante déformation des roches et de nombreux filonnets de quartz. Le rejeu au cours de la phase hercynienne de ces accidents majeurs d'âge cadomien probable a fortement influencé la structuration régionale, en particulier la géométrie du synclinal bocain.

DESCRIPTION DES TERRAINS

LE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Formations sédimentaires du Briovérien

Généralités

Introduit en 1899 par C. Barrois, le terme de Briovérien (de l'ancien nom gaulois de Saint-Lô : Briovera, *le Pont sur la Vire*) est attribué à l'ensemble des terrains azoïques sous-jacents aux formations cambro-ordoviciennes et affectés par les déformations cadomiennes et les intrusions magmatiques liées à l'orogénèse cadomienne.

Les formations présentes sur la feuille Villers-Bocage font partie du domaine nord mancennien et appartiennent au Protérozoïque supérieur (Néoprotérozoïque). Elles apparaissent au niveau des différents synclinaux (Zone bocaine, Urville et May-sur-Orne) clairement situées sous la discor-

dance du Cambrien basal marqué ici par un conglomérat pourpré à éléments de Briovérien. Elles renferment des horizons terrigènes caractéristiques 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 mancennien (ou domaine cadomien externe).

Les différentes études radiochronologiques réalisées au cours de ces 20 dernières années ont permis de fixer pour l'ensemble de la série briovérienne (Briovérien inférieur et supérieur) une limite inférieure à 656 ± 5 Ma (datation U/Pb d'un galet orthogneissique du conglomérat de Cesson en baie de Saint-Brieuc, base présumée du Briovérien ; Guerrot et *al.*, 1989), et une limite supérieure à 540 ± 10 Ma (date de la mise en place des intrusions cadomiennes de la Mancennia 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 autour de deux ensembles (Cogné, 1962 ; Le Corre, 1977) : un Briovérien inférieur ou *phtanitique*, constitué à la base de volcanites tholéitiques, de formations volcanosédimentaires et sédimentaires telles que les Schistes de Saint-Lô à bancs de **phtanite**, et un Briovérien supérieur, *post-phtanitique*, à caractère détritique terrigène et à éléments remaniés du Briovérien inférieur notamment de phtanite. La limite lithologique entre ces deux ensembles, longtemps restée imprécise et souvent marquée par des contacts tectoniques, apparaît, à la vue des observations récentes (Balleroy et Torigni-sur-Vire ; Vernhet et *al.*, 1999, 2000), correspondre à une discontinuité majeure sédimentaire caractérisée par la mise en place de microconglomérats et conglomérats à galets de roches volcaniques, plutoniques et phtanitiques. Aucune discontinuité structurale ni contact faillé majeur continu n'ont de plus été mis en évidence au niveau de ce passage Briovérien inférieur–Briovérien supérieur.

Concernant la terminologie utilisée actuellement (**Briovérien inférieur et supérieur**), il apparaît plus judicieux maintenant à la vue des derniers levés cartographiques régionaux et des travaux de M.P. Dabard (1997) d'articuler la pile briovérienne autour de la présence des conglomérats et des phtanites. Ainsi que le soulignait M.P. Dabard en 1997, la genèse des phtanites, liée à des processus diagénétiques, est probablement loin d'être synchrone au sein d'un même bassin et par conséquent à l'échelle de l'orogène. De ce fait, étant donné le laps de temps qui peut séparer la mise en place de deux niveaux de phtanites en deux endroits distants du bassin, il semble plus logique maintenant d'adopter la terminologie de **Briovérien**

phtanitique pour les formations à phtanites interstratifiées et de **Briovérien post-phtanitique** pour celles à phtanites remaniés.

Les formations présentes sur la feuille Villers-Bocage appartiennent dans leur intégralité au **Briovérien post-phtanitique** et sont caractérisées par la présence à différents niveaux de microconglomérats et conglomérats à éléments de phtanite.

Cette coupure pose également un problème de terminologie au niveau des noms de formation dans la mesure où les terrains protérozoïques post-phtanitiques présents dans cette région ont toujours été rangés dans la Formation de la Laize (en référence aux coupes réalisées le long de la vallée de la Laize). Or, cette zone de Villers-Bocage est caractérisée au Nord-Ouest dans la région de Saint-Germain-d'Ectot par la présence d'importants niveaux microconglomératiques et conglomératiques typiques de la Formation conglomératique de Granville. Ces faciès passent insensiblement au Sud et à l'Est à des faciès détritiques plus fins grés-silteux (Formation de la Laize), avec cependant localement toujours quelques décharges microconglomératiques à conglomératiques (répétitions tectoniques ou sédimentaires) notamment entre Villers-Bocage et Aunay-sur-Odon et à l'Est de Thury-Harcourt. Il apparaît par conséquent extrêmement délicat voire dérisoire de fixer une limite entre ces deux formations de Granville et de La Laize. Pour cette raison, les terrains briovériens seront décrits sous l'appellation de **Formation de Granville et de la Laize**.

Au niveau de la structuration régionale, les observations réalisées lors du lever de cette feuille à 1/50 000 ne font que confirmer la structuration NE-SW de cette partie du domaine briovérien, identique à celle reconnue régionalement (feuilles de Balleroy et Saint-Lô au Nord ; Torigni-sur-Vire à l'Ouest, Vire, Condé-sur-Noireau au Sud), avec cependant quelques virgations liées aux déformations hercyniennes.

b2. Briovérien post-phtanitique - Formation de Granville et de la Laize

Les terrains présents sur le territoire de la feuille Villers-Bocage sont constitués de siltites, siltites ardoisières, argilites, grauweekes et grès fins. Ils sont principalement caractérisés par la présence dans la partie basale de niveaux conglomératiques (b2Cg) reprenant les niveaux sous-jacents du Briovérien phtanitique, notamment les phtanites, roches volcaniques et plutoniques, et constituant un niveau repère caractéristique. La présence dans ces conglomérats et dans les grauweekes d'éléments de phtanite remanié attestent de l'appartenance de ces roches au Briovérien post-phtanitique. Les conglomérats sont ici principalement interstratifiés dans des grès grauweekeux (b2G) et localement surmontés par des horizons silteux

(b2S) (Orbois, au Nord-Ouest). Leur apparition traduit clairement une modification brutale dans le régime des apports donnant naissance à une discontinuité sédimentaire, en liaison avec un événement majeur (tectonique ?) affectant toute la bordure nord du « bassin briovérien » depuis Villers-Bocage à l'Est jusqu'à Coutances à l'Ouest.

Sur cette zone, les formations du Briovérien post-phtanitique se répartissent essentiellement au Sud d'une diagonale NW-SE depuis Saint-Germain d'Ectot au Nord-Ouest et Acqueville au Sud-Est, ainsi que le long des vallées de la Seules, de l'Odon, de l'Orne et de la Laize. Ces formations viennent buter au Sud sur le flanc nord du Synclinal de la Zone bocaine. Elles sont masquées au Nord par la couverture mésozoïque.

Elles sont orientées globalement N70 à N80°E à pendages redressés, avec cependant quelques inflexions N100° à N110°E au voisinage des accidents N110°E et des contacts avec le Paléozoïque, et N20° à N30°E au passage des failles subméridiennes. On signalera au niveau de la carrière de la Roche Blain (près de Laize-la-Ville) une inflexion des couches entre N50 et N60°E, en liaison avec un jeu de failles subméridiennes. Elles sont affectées par une phase de plissement N70°E à plis serrés, matérialisée dans cette région par une répétition des niveaux conglomératiques (b2Cg) et silteux (b2S).

Ces formations (b2) s'organisent globalement autour de deux pôles, très bien individualisés sur cette zone mais en proportion très inégale :

- un pôle prédominant sur le secteur, grésograuwaqueux (b2G), au sein duquel s'individualisent des formations microconglomératiques à conglomératiques (b2Cg), principalement situées à la base de la série. Ces faciès peuvent également renfermer de fines passées silteuses, très minoritaires et non cartographiables ;
- un pôle à nette dominante silto-argilitique dénommé b2S, susceptible de renfermer des intercalations gréseuses (trop réduites pour être figurées), apparaissant soit à l'état de niveaux épars au sein des grès, soit en constituant majeur sur quelques km² (entre Longvillers et Banneville-sur-Ajon).

L'organisation verticale de ces différentes formations reste très aléatoire en raison de l'absence, en dehors des conglomérats, de véritables niveaux « repère », du nombre insuffisant et trop dispersé de données structurales (plans de stratification et plans de schistosité) et du caractère répétitif de ces horizons (phase plicative à plis serrés). Les conglomérats paraissent clairement appartenir à la partie basale de cet ensemble briovérien post-phtanitique, constituée par un horizon massif de grauwaques fines à grossières (b2G), en général surmonté dans les zones à fortes décharges (notamment entre Caumont-l'Éventé et Saint-Germain-d'Ectot) par des niveaux silteux de type b2S à caractère ardoisier plus ou moins marqué selon les zones.

b2Cg. **Microconglomérats et conglomérats.** Les faciès microconglomératiques à conglomératiques sont principalement localisés dans l'angle nord-ouest de la coupure entre Saint-Germain-d'Ectot, Anctoville et Orbois. Ils constituent dans ce secteur deux bandes majeures alignées en direction N60 à N70°E, l'une de près de 9 km de long pour 250 m de large (au maximum) depuis Orbois–Saint-Germain d'Ectot à l'Est et se prolongeant à l'Ouest jusqu'à Caumont-l'Éventé, l'autre d'environ 6 km de long pour 250 m de large (au maximum), depuis le Moulin Gaillant (Nord-Est d'Anctoville) – Launay à l'Est jusqu'à Briquessard à l'Ouest (feuille Torigni-sur-Vire). Ces conglomérats sont masqués au Nord-Est par la couverture triasique, mais réapparaissent ponctuellement le long de la rivière Seulles sur la coupure Bayeux-Courseulles (Maurizot et *al.*, 2000).

Des niveaux nettement plus restreints, lenticulaires (250 à 800 m de long, 25 m de large), microconglomératiques à localement conglomératiques (le Haut Breuil–Sud-Est de Thury-Harcourt) ont également été relevés près de Tracy-Bocage, au Nord de Longvillers, à l'Est de Parfouru-sur-Odon, au Nord de Landes-sur-Ajon et au Sud-Est de Thury-Harcourt (le Haut Breuil et Esson).

Ces horizons, visibles ponctuellement à l'affleurement aux niveaux des deux bandes majeures (Saint-Germain-d'Ectot, Livry sur la feuille Torigni-sur-Vire) apparaissent en général démantelés en surface, à l'état d'épandages de galets (en particulier de phtanite) dans les champs. Leur puissance reste difficile à estimer, de quelques dizaines de cm à 2-3 m pour les faciès lenticulaires, à plusieurs mètres pour les deux bancs de Saint-Germain-d'Ectot–Anctoville. Ils constituent un niveau repère remarquable, présent à l'Est sur la feuille Bayeux, à l'Ouest sur les feuilles Torigni-sur-Vire, Saint-Lô, Coutances, Granville et Avranches et au Nord-Ouest sur la feuille Balleroy. Ils correspondent sans aucun doute à un événement majeur dans l'histoire sédimentaire du Briovérien.

Connus sur le plan régional sous différentes appellations telles que « Schistes à galets », « Tillites » ou diamictites, ils sont constitués de galets centimétriques à pluridécimétriques, atteignant localement jusqu'à 40 cm (Livry, Saint-Germain-d'Ectot), noyés dans un ciment très abondant, en majorité grauwakeux, gris à vert. Les décharges les plus importantes (Anctoville–Saint-Germain-d'Ectot ; Livry–Caumont-l'Éventé) apparaissent cependant dans le détail nettement plus complexes, composées d'une alternance de niveaux gréso-conglomératiques (décimétriques à métriques), de passées grauwakeuses, silteuses, argilitiques, et de « schistes à galets » où les galets sont dispersés dans un ciment silteux.

Les galets sont mal classés, arrondis à lenticulaires, abondants et sub-jointifs ou dispersés dans la matrice. Ils sont de nature sédimentaire, plutonique et volcanique, ces derniers étant en particulier très fréquents.

On distingue notamment des galets :

- de roche grenue très altérée, à plages de quartz engrénés, plagioclases, feldspath potassique, biotite chloritisée, muscovite, hornblende à l'état de reliques, plages à bourgeons myrmékistiques, assimilable à la diorite de Coutances ;
- de roche grenue à microgrenue à texture doléritique, essentiellement composée de lattes enchevêtrées de plagioclases ;
- 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), à sphérolites de quartz en fibres rayonnantes, grisâtres et \pm alignés, bordés de quartz et de plagioclases. Quelques petites plages interstitielles de carbonates peuvent y être observées ;
- de lave très finement cristallisée à quartz et plagioclase en plages engrénées, 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 bréchiqque caractéristique et lardé de veinules de quartz ;
- de grauwacke fine à grossière, de siltite, de quartzite et de microquartzite limpide ;
- de quartz filonien, blanc à grisâtre.

Ces galets sont pris dans une matrice à dominante grauwackeuse, en général très développée, formée de grains détritiques très immatures, anguleux, monominéraux (quartz, certains à caractère rhyolitique, plagioclase, zircon, tourmaline, muscovite) et lithiques (compositions identiques à celles des galets). Le fond est quartzo-phylliteux à quartz finement cristallisé associé à des phyllites (illites-chlorite).

Ces conglomérats apparaissent en général fortement déformés, fréquemment recoupés par des filonnets de quartz ou quartz-carbonates, affectant et décalant les galets. Une schistosité très irrégulière, matérialisée par l'alignement des phyllites et parallèle à l'allongement des galets, peut y être distinguée. Cette schistosité (S_1 probable) est localement, en contexte faillé, reprise par une schistosité très frustrée et discrète ondulant la S_1 . L'angle entre ces deux schistosités varie entre 20 et 30°.

b2G. Grauwackes et grès fins. L'attribution de ces grès et grauwackes au Briovérien post-phtanitique est basée non seulement sur leur position stratigraphique par rapport aux conglomérats mais également par la présence parmi leurs constituants d'éléments remaniés de phtanite du

Briovérien phtanitique. Ils renferment de plus de fréquentes intercalations lenticulaires de conglomérats et microconglomérats à phtanite. Il faut à ce sujet insister sur le fait que si la présence de ces grains phtanitiques est nette dans les conglomérats, elle apparaît de plus en plus discrète et aléatoire dans ces faciès gréseux au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le Sud c'est-à-dire du Briovérien phtanitique. L'absence de phtanites remaniées dans certains horizons grauwakeux doit par conséquent être interprétée avec la plus grande circonspection. Dans le cas présent, leur appartenance au Briovérien post-phtanitique est également attestée par l'observation à différents niveaux de la pile de lentilles microconglomératiques à conglomératiques à phtanite.

Ces faciès constituent au niveau de cette feuille le terme dominant de cette série, formant depuis Saint-Germain-d'Ectot au Nord-Ouest jusqu'à Thury-Harcourt au Sud-Est une bande d'environ 30 km de large, s'étirant du Sud-Ouest au Nord-Est selon une direction moyenne N65° à N75°E, avec des pendages en général redressés. Des passages silteux plus ou moins importants viennent s'y intercaler notamment dans la région de Thury-Harcourt mais également et surtout dans la partie médiane de la carte au niveau de Longvillers et de Banneville-sur-Ajon. Cette formation se marque également par une variation de la granulométrie selon un axe NW-SE, les faciès les plus grossiers, grauwakeux, situés au Nord passant progressivement à des grès de plus en plus fins vers le Sud (sans que l'on puisse pour autant définir de limite).

Ces grès et grauwalkes considérés comme dominants peuvent cependant également renfermer de fines passées silto-argilitiques, trop réduites pour être représentées.

La puissance de ces horizons reste imprécise en raison des nombreux replis tectoniques affectant la région, certainement de l'ordre de quelques centaines de mètres.

À l'affleurement ces roches sont altérées, de couleur grise à verte, plus ou moins désagrégées et pulvérulentes, à débit quelconque. Elles apparaissent en profondeur (sondages ou carrières) gris sombre à gris bleuté, massives et compactes. Elles correspondent à des wackes lithiques à granulométrie variable (fine à grossière) composées en majorité de débris monominéraux, et d'éléments lithiques. Ces éléments sont hétérométriques, non classés, en majorité anguleux, dispersés dans une matrice silto-argileuse (chlorite, illites, quartz, feldspath) à quartzeuse (localement), plus ou moins abondante selon les horizons, mais évoluant préférentiellement, à la différence des faciès gréseux du Briovérien phtanitique, vers un pôle plus phylliteux (illites-chlorite). Les grains monominéraux sont essentiellement constitués de quartz (atteignant jusqu'à 1 mm), en plages anguleuses, lancéolées, en

échardes, parfois à caractère volcanique, et de plagioclases en plages anguleuses à arrondies, parfois trapus et subautomorphes, plus ou moins séricitisées. Quelques grains de quartz-plagioclases, de quartz polycristallin (peu), de zircon, de tourmaline verte détritique, de microcline, de sphène ainsi que quelques plages détritiques de biotite chloritisée et de muscovite (grandes lamelles déformées) y sont également observables.

Les éléments lithiques sont ovoïdes, plus grossiers et plus usés, et correspondent à des fragments de siltite-argilite, quartzite-microquartzite limpide, et de roches volcaniques et plutoniques (roche microgrenue à plagioclase en lattes enchevêtrées, lave à pâte vitreuse à phénocristaux de plagioclase). Quelques éléments de phanite remaniés sont observables en particulier dans les faciès situés dans l'environnement des conglomérats.

Une schistosité S_1 subparallèle au plan S_0 peut être identifiée par l'alignement des phyllites. Cette schistosité S_1 apparaît dans les zones fortement faillées N110°-N120°E crénulée par une schistosité de fracture (S_2), microplissant les phyllites.

b2S. Siltites, siltites ardoisières et argilites. En dehors de petits niveaux lenticulaires intercalés dans les grès (non cartographiables), ces roches apparaissent essentiellement localisées dans le secteur de Thury-Harcourt sous la forme de bancs massifs (jusqu'à 5 km de long, 250 à 500 m de large) orientés N70 à N100°E alternant avec les bancs de grès, et dans la zone comprise entre Longvillers et Banneville-sur-Ajon, où elles constituent une vaste « lentille » de près de 9 km de long pour 4 km de large.

Elles sont constituées de siltites plus ou moins ardoisières grises à noires, à patine bleutée à l'affleurement et, plus accessoirement, d'argilites à grain très fin, homogènes et noires. Elles sont fréquemment, à l'état altéré, teintées en brun par les hydroxydes de fer. Ces roches constituent des petits bancs de puissance millimétrique à plurimétrique, organisés en alternances rythmiques, plus ou moins bien granoclassées, rubanées dues à une alternance siltites-argilites ou à une simple variation granulométrique au sein des siltites. Les siltites sont majoritairement dominantes sur les argilites mais demeurent étroitement imbriquées avec ces dernières. Quelques fines intercalations gréseuses, trop réduites pour être cartographiées peuvent y être distinguées. Leur présence permet de visualiser la stratification (S_0).

Les limites entre les lamines de siltites-argilites et les passées gréseuses sont généralement bien tranchées, mais souvent irrégulières, souvent en liaison avec des figures sédimentaires de courants (*flute cast* et *ripple mark*) et/ou de charges (*load cast*) très bien marquées dans ce secteur. De très belles figures peuvent notamment être observées à l'extérieur de la carrière de la Roche Blain au bord de la Laize.

Ces roches sont interprétées comme des dépôts turbiditiques mis en place dans un bassin marin situé en bordure d'une zone tectoniquement instable et régulièrement alimenté par les matériaux accumulés en marge du bassin. Ces derniers seraient remis en mouvement sous des effets d'instabilités gravitaires (courants de turbidité) (Garlan, 1985).

La puissance de ces horizons apparaît très variable, de quelques mètres dans le secteur de Thury-Harcourt à quelques centaines de mètres entre l'Odon et l'Ajon. Contrairement à Caumont-L'Éventé, les siltites à tendance ardoisière n'ont fait ici l'objet d'aucune exploitation. Ces « ardoises » sont de qualité très moyenne en raison notamment des nombreux plans de cassure les affectant (liés aux accidents cadomiens et hercyniens). Ces roches sont à grain fin à très fin et à débit en fines plaquettes très caractéristiques. La matrice est finement cristallisée, orientée, et constituée de phyllites (chlorite-illite) et de quartz. Elle englobe des petits éléments détritiques de quartz, de plagioclase et quelques amas chloriteux. Quelques grains de zircon, de tourmaline verte, ainsi que des lamelles de muscovite et des minéraux opaques y sont également observables. La granulométrie et la proportion en éléments détritiques sont très variables conférant à certains horizons un aspect laminé, rubané, très caractéristique (siltites straticulées).

Les argilites se marquent par une nette dominante phylliteuse (illites-chlorite) et l'abondance de particules opaques. La pyrite y est fréquente.

Ces horizons silteux sont affectés par une phase de déformation à plis serrés accompagnée d'une schistosité de type flux (S1). Celle-ci se matérialise 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

Ces terrains briovériens se situent dans la continuité de ceux étudiés à l'Ouest et au Nord-Ouest sur les feuilles Torigni-sur-Vire, Balleroy et Saint-Lô.

Cet ensemble post-phtanitique (b2) ou « Formation de Granville et de la Laize » se marque par la présence, en particulier dans les grauwackes, d'éléments de phtanite remanié, et l'existence dans la partie basale mais également plus haut dans la série de microconglomérats et conglomérats. Il se situe au niveau de la nature et de l'origine des matériaux le composant dans un environnement sédimentaire très proche de celui ayant contribué à la formation du Briovérien phtanitique et sans aucune hétérogénéité majeure avec celui-ci. Ceci est notamment confirmé par les études minéralogiques, géochimiques et structurales réalisées par J. Chantraine et *al.* (1982) sur cette partie de la Normandie. Ce Briovérien post-phtanitique s'intègre dans une

série sédimentaire détritique immature, à héritage en partie volcanique, essentiellement constituée de quartz, albite, illite et chlorite, se caractérisant par des teneurs en bore propres à un milieu de dépôt marin à salinité normale mais par contre par une pauvreté en calcium, carbone organique, et minéraux lourds (Chantraine et *al.*, 1982).

Bien qu'étant pris dans le même style majeur de plis et le même métamorphisme que le Briovérien phtanitique visible plus à l'Ouest (Torigni-sur-Vire, Balleroy, Saint-Lô), il apparaît par rapport à celui-ci nettement moins affecté par les filonnets et lentilles de quartz, nettement moins microplissé dans le détail, et soumis à un métamorphisme d'intensité moindre. Le caractère lustré visible dans les faciès phtanitiques s'estompe progressivement au fur et à mesure que l'on monte dans la série sédimentaire post-phtanitique du Nord au Sud. Ce degré de déformation, plus intense dans les terrains phtanitiques (b1) avait également été souligné par J. Chantraine et *al.* (1982), lesquels signalaient une schistosité nettement plus développée (type 4 et 5) dans ces terrains (b1).

Les observations microscopiques font également ressortir pour les faciès détritiques grossiers du Briovérien phtanitique une tendance plus quartzreuse des matrices et une proportion en clastes endogènes moindre dans certains niveaux.

À l'échelle régionale, aucune discontinuité *structurale* ni contact faillé majeurs n'ont été mis en évidence, les ensembles (b1) et (b2) apparaissant concordants et affectés par la même phase de plissement. La transition est d'ordre sédimentologique, marquée par le développement des faciès conglomératiques. L'apparition de ces derniers 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 imprécise, mais paraît correspondre à une phase d'instabilité tectonique au niveau de la bordure du bassin, éventuellement amplifiée par des phénomènes climatiques (fortes crues). On peut en particulier envisager un jeu à cette époque des grands accidents N70°E, jeu conditionnant en partie le contexte paléogéographique et la dynamique sédimentaire. Ces faciès conglomératiques à galets dispersés dans une matrice grauwackeuse 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. Ils sont probablement issus d'une remobilisation de matériel détritique grossier accumulé sur le talus continental et déposé au pied de ce talus au niveau de canyons et chenaux entaillant sa base. Une interprétation similaire a déjà été réalisée par T. Garlan (1985) lequel signalait 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 phtanitiques absents sur cette coupure ne sont distants que de quelques kilomètres au Nord. Les galets de roches plutoniques et laviques doivent trouver leurs origines dans le démantèlement de roches du massif de Coutances, décrites à une trentaine de kilomètres plus à l'Ouest (feuille Saint-Lô, Dupret et *al.*, 1997) et dont une extension vers le Nord-Est sous la couverture triasique doit être envisagée.

Enfin, toujours sur un plan régional, les terrains post-phtanitiques présents sur la coupure Villers-Bocage s'intègre dans une vaste structure sédimentaire globalement orientée NE-SW correspondant au bassin mancennien.

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques de la carte Villers-Bocage sont conservés dans trois structures synclinales majeures, avec du Nord au Sud les synclinaux de May, d'Urville (terminaison occidentale) et de la Zone bocaine. Ces terrains s'étendent du Cambrien le plus bas (Tommotien ?) jusqu'au Silurien terminal (Pridolien). Ils sont partout discordants sur le socle cadomien constitué par les terrains sédimentaires du Briovérien d'âge néo-protérozoïque.

Formations paléozoïques des synclinaux de May-sur-Orne et d'Urville

Sur le méridien de l'Orne, le Paléozoïque est représenté par plus de 1 500 m de sédiments dont 950 m de Cambrien, 450 m d'Ordovicien et plus de 130 m de Silurien (Doré, 1969). Du synclinal de May au synclinal d'Urville, la puissance du Paléozoïque augmente aussi bien pour le Cambrien (950 m à 1 250-1 550 m) et l'Ordovicien (450 m à 535-600 m) que pour le Silurien (130 m (?) à 225-300 m).

Cambrien

k₁. Formation des Conglomérats et arkoses (Cambrien inférieur) (8 à 90 m) : k₁C. Conglomérats ; k₁G. Grès pourprés. En dehors des secteurs d'intense déformation varisque où les relations entre la couverture cambrienne et le socle cadomien sont tectonisées, les conglomérats et arkoses (« poudingues pourprés » des auteurs anciens) reposent partout ailleurs en discordance sur le flysch briovérien. Deux ensembles peuvent être localement distingués en cartographie : un membre inférieur conglomératique, de teinte violacée, à galets de grauwackes, quartz et phtanites (k₁C), passant graduellement à un membre supérieur gréseux de teinte violacée et verte à

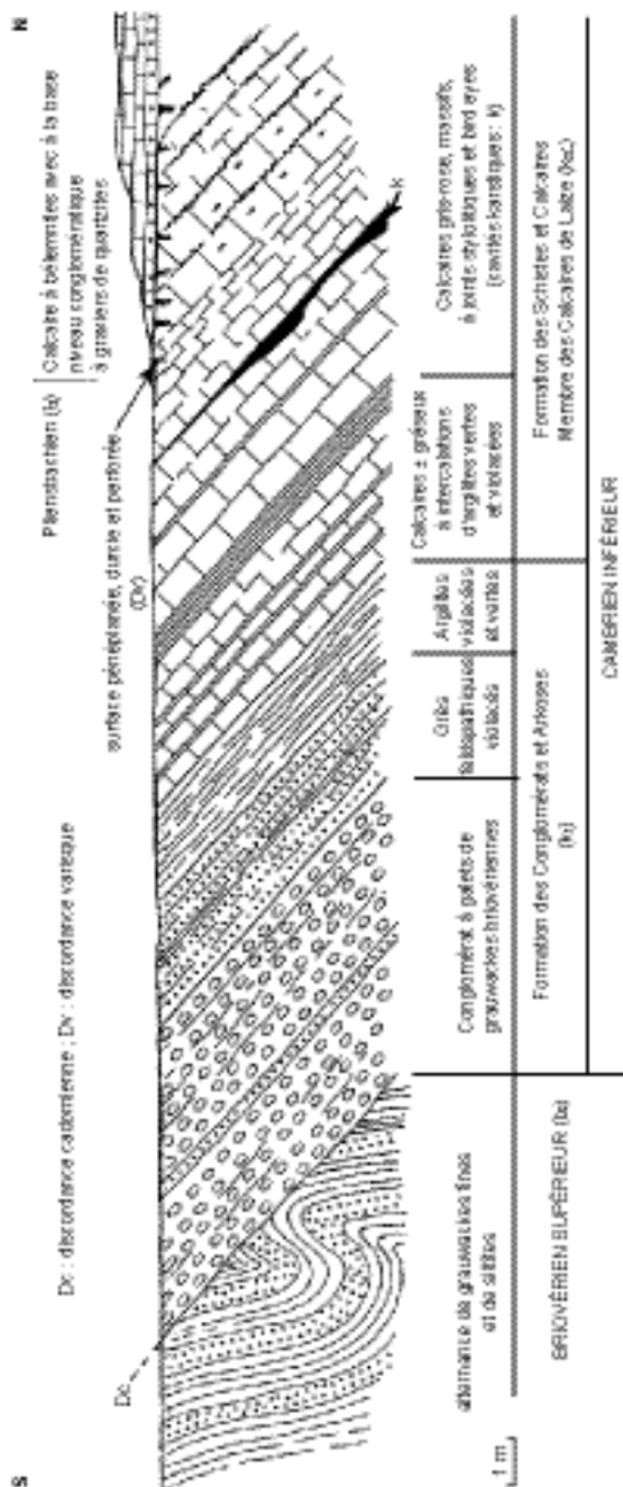


Fig. 3 - Coupe de la base de la série cambrienne, discordante sur les terrains briovériens plissés (Dc : discordance cadomienne). Ce socle cadomo-varisque est recouvert par les calcaires du Jurassique inférieur par le biais d'une surface durcie et perforée (Dv : discordance varisque). Chantier du musée archéologique de Vieux (Calvaados) (J. Le Gall)

intercalations silteuses (k1G). Tous ces faciès détritiques grossiers sont d'origine continentale et résultent d'épandages fluviatiles lors de l'érosion de la chaîne cadomienne.

• **Synclinal de May.** Supprimée sur tout le flanc nord de ce synclinal, la formation des Conglomérats et arkoses affleure largement au flanc sud, d'une part dans la vallée de l'Odon aussi bien en rive gauche (escarpements boisés à 500 m au Nord-Est du Moulin de Tailleboscq) qu'en rive droite (Sud-Ouest des Paumiers), et, d'autre part, en rive droite de la vallée de la Laize, le long de la D 562.

Dans la vallée de l'Odon, la puissance estimée de la formation atteint au moins 90 m dont 30 m de conglomérats et 60 m d'arkoses. Les conglomérats (k1C), exposés en rive droite, se présentent en barres métriques, plongeant de 45 à 50° vers le Nord, entrecoupées de bancs arkosiques. Les galets, de taille pugillaire à avellanaire, se distribuent entre grauweekes, quartz et phtanites. Leur indice d'éroulé varie entre 300 et 340 pour les éléments compris entre 42 et 84 mm (Doré, 1969). La couleur rouge de la formation est due à la présence d'oligiste ou de goethite dispersées dans la roche et issues du lessivage du continent cadomien (Doré, 1969).

Le membre arkosique (k1G) comprend, de la base au sommet, des arkoses grossières violacées à verdâtres à graviers quartzeux, puis des arkoses vertes à nombreuses récurrences de conglomérats, en bancs métriques, réparties selon des chenaux. Vers le sommet, les intercalations de siltites vertes à passées de grès à ciment calcaireux abondent. Elles renferment les premières traces de vie sous la forme de pistes simples de 5 mm de large. Le passage est ensuite progressif vers la formation des Schistes et calcaires.

Entre les vallées de l'Odon et de l'Orne, les travaux du musée d'archéologie implanté sur le site de Vieux ont permis d'observer la base de la succession cambrienne discordante sur le flysch briovérien affecté de plis cadomiens (fig. 3). Bien que seulement distante de 4,5 km de la vallée de l'Odon, la formation des conglomérats et arkoses n'atteint pas ici 8 m d'épaisseur. Elle comprend successivement : 4,60 m de conglomérat violacé à galets de grauweekes briovériennes de 5 à 6 cm de diamètre au maximum ; 1,80 m de grès violacés grossiers à loupes de schistes entrecoupés d'argilite rouge ; 1,50 m d'argilites vertes et violacées surmontées par les premiers niveaux carbonatés.

Dans la vallée de la Laize, le contact entre le Cambrien et le socle cadomien est tectonisé et seule la partie supérieure de la formation basale est préservée (Bigot, 1890 ; Dangeard et Pareyn, 1954). Elle se compose de 13 m de conglomérats lie-de-vin à galets de quartz avellanaire en bancs métriques alternant avec des grès verts arkosiques. En rive droite de la Laize, une récurrence de conglomérats et d'arkoses est intercalée dans les

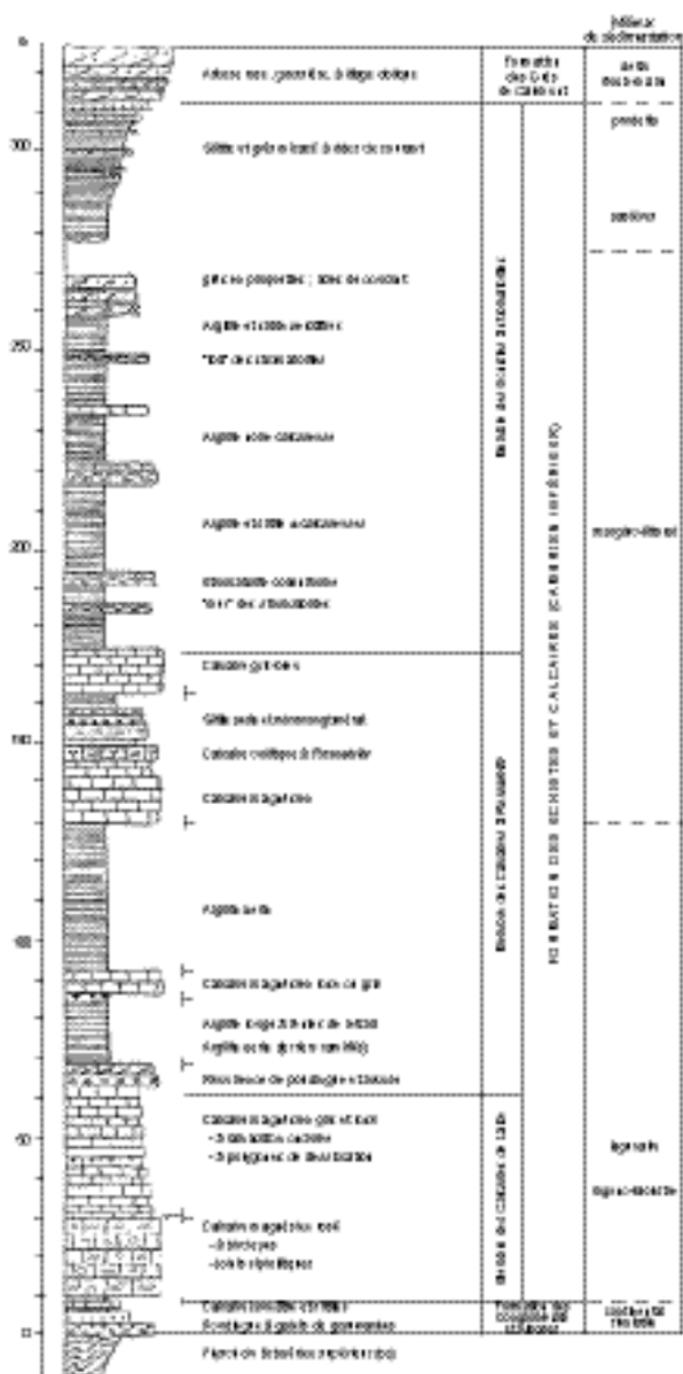


Fig. 4 - Coupe détaillée des formations des Conglomérats et Arkoses et des Schistes et Calcaires (Cambien inférieur) le long des vallées de la Laize et de l'Orne (flanc sud du synclinal de May) (d'après Doré, 1868 ; légèrement modifié et complété)

calcaires de Laize (formation des Schistes et calcaires) (Doré, 1969). Elle débute par 6 m de conglomérat lie-de-vin, en bancs métriques à stratification oblique dont l'orientation unidirectionnelle des feuillets indique des apports venant du NNW. Par ordre de fréquence décroissante, la nature des galets s'établit ainsi : quartz en filon, grauwackes et siltites briovériennes, dolomies et schistes rouges ou verts remaniés des niveaux cambriens antérieurs, phtanites. Ces éléments, mal classés et anguleux, proviennent du démantèlement, non seulement du socle cadomien, mais également des séries cambriennes. Selon F. Doré (*op. cit.*), ce conglomérat, surmonté de 2 m d'arkoses, pourrait dériver d'une crue fluviale mais la signification de ce faciès grossier serait avant tout d'origine épirogénique.

• **Synclinal d'Urville.** Dans ce synclinal, la formation des Conglomérats et arkoses s'observe au flanc nord (vallée du ruisseau de Tourtous ; Boulon) et dans la fermeture périssynclinale (église de Saint-Laurent-de-Condé et petite vallée au Sud de la Hupperie).

Les conglomérats de la vallée de Tourtous prolongent vers l'Ouest ceux de la vallée de la Laize (Rocreux ; carte Mézidon à 1/50 000). Seule l'épaisseur varie : 25 m ici contre 35 m à Rocreux. Le conglomérat, incliné de 45° vers le Sud-Ouest, renferme des galets de taille pugillaire, composés, pour l'essentiel, de grauwackes briovériennes et de graviers de quartz dans la partie sommitale. Il est recouvert d'arkoses vineuses et de siltites violacées elles-mêmes coiffées par le calcaire de Laize.

Plus à l'Ouest, après le jalon de Boulon où le conglomérat à galets pugillaires sert de support à la ferme de la Rochette, cette formation détritique grossière affleure au Nord et au Sud-Ouest de l'église de Saint-Laurent-du-Condé. Elle est affectée ici d'une intense schistosité N120-125°E, verticale. De même, à la ferme de la Hupperie des siltites et arkoses violacées très schistosées surmontent les conglomérats pointant plus au Sud (rive droite de l'étang à 300 m au Sud de la ferme).

k2. Formation des Schistes et calcaires (Cambrien inférieur) (300 m). Sous cette appellation figurent plusieurs faciès carbonatés, constituant des membres, intercalés dans une succession d'argilite, de siltite et de grès fin à ciment carbonaté (fig. 4). Trois membres principaux ont été reconnus et cartographiés dans les synclinaux de May et d'Urville : le Membre des Calcaires de Laize-la-Ville (k2L), le Membre des Calcaires intermédiaires à *Rosnaiella* (k2R) et le Membre des Schistes à stromatolites (k2S). Dans les vallées de la Laize et de l'Orne, la puissance de la formation avoisine 300 m.

• **Synclinal de May.** La coupe classique du flanc sud du synclinal de May par la vallée de la Laize expose presque en continu l'intégralité de la

formation. Les descriptions des principaux faciès qui suivent sont pour l'essentiel tirées de la thèse de F. Doré (1969).

k₂L. Membre des Calcaires de Laize : calcaires magnésiens gris-beige à roses (55 m). Désignés également sous les appellations de « Marbres de Laize » ou de « Vieux », ces calcaires magnésiens renferment de 7 à 12 % de MgCO₃. De teinte grise ou rose lorsqu'ils sont pigmentés d'oligiste, ils se présentent en bancs métriques à joints stylolitiques et interbancs d'argilite verte ou rouge (virage de la D 262 au Nord de Laize-la-Ville).

Trois faciès carbonatés sont identifiés :

- calcaires à structure de fenestreae (*bird eyes*), identifiables par les nombreuses vermicules de calcite macrocristalline alignées dans la stratification. Cette cristallisation d'origine secondaire, acquise précocement, a suivi de près la dolomitisation pénécontemporaine du sédiment ;
- calcaire à lamination fine et ondulée, composé d'un double feuillet, l'un de calcite microcristalline, l'autre de dolomie. L'origine algaire de cette structure est, dans certains cas, indubitable ;
- calcaires bréchiques à intraclastes de micrite et matrice dolomitique.

Les deux derniers faciès, étroitement associés, reflètent les conditions de la sédimentation avec alternances de périodes à forte turbulence à l'origine des brèches intraformationnelles et de périodes de sédimentation tranquille, parfois favorisée par la retenue biologique des particules.

k₂R. Membre des calcaires à *Rosnaiella* (110 m). Ces calcaires qualifiés d'intermédiaires marquent la transition entre les faciès carbonatés clairs type Laize et ceux plus sombres, riches en matière organique, et d'origine principalement algaire. Ils sont encaissés dans des argilites calcareuses, verdâtres ou rougeâtres, entrecoupées de lits grésos-micacés, parfois microbréchiques. Quelques surfaces à polygones de dessiccation repérées dans des intercalations d'argilites rouges et accompagnées par des brèches à copeaux de boue témoignent de l'émergence temporaire de ces sédiments.

Le meilleur point d'observation des Calcaires à *Rosnaiella* (sensu stricto) se situe en rive gauche de la Laize, au Val de Clinchamps, dans le talus de la petite route montant vers Percouville. Ils se repèrent grâce à la présence d'un horizon de calcaire noir, à lamination ondulée, surmonté par des calcaires gris détritiques, à oolites de petite taille (200 à 300 µm) et nucléus carbonaté. Ce faciès contient des flocons noirs d'une cyanophycée (*Rosnaiella dangeardi* nov. gen. nov. sp.), ainsi que des colonies recristallisées en colonnes ascendantes ressemblant à des *Renalcis*. Au-dessus viennent des calcaires gris à grumeaux noirs (5 à 10 mm) correspondant à des graviers de calcaires à algues, dont certaines attribuables à des Rivulariacées.

Le sommet de ce membre est représenté par des argilites verdâtres à récurrence de faciès grossiers (poudingues pisaires), surmontées par une barre de calcaire gris-bleu à texture pseudo-bréchiqque « nuageuse ».

k2S. Membre des Schistes à stromatolites (140 m). Ce membre se singularise par le développement important des faciès détritiques fins, représentés par des argilites noires plus ou moins calcareuses, riches en matière organique, straticulées d'horizons millimétriques de calcaire gréseux. Une dizaine de niveaux de calcaires bleu-noir, pyriteux à rares passées oolitiques sont interstratifiés dans ces sédiments. Ils sont d'origine algale et renferment des stromatolites colleniformes qui relèvent de quatre types architecturaux (cf. Doré *et al.*, 1977) : formes plates à bords ourlés, analogues à celles présentées par les mattes à cyanophycées des estuaires actuels ; formes discoïdes ou en miches ; empilements contigus de calottes hémisphériques ; formes bourgeonnantes. Ces stromatolites qui appartiennent à la province stromatolitique de la vallée de l'Orne sont particulièrement bien exposés dans le carrefour de la ferme du Moulin à Foulon au Val de Clinchamps.

Le passage à la formation des Grès de Caumont est assuré par une cinquantaine de mètres d'argilites et siltites vertes à minces horizons de quartzites à grain fin ou moyen renfermant d'abondants micas et feldspaths. Les rides de courant annoncent le changement des conditions hydrauliques s'installant avec le dépôt des faciès arénacés surincombants. Ces couches de passage s'observent en rive droite de la Laize (Val de Laize) dans un petit chemin partant vers le Nord-Est.

Outre la coupe de la vallée de la Laize, la formation des Schistes et calcaires est bien exposée en rive gauche de l'Orne (coupe du Moulin de Bully) où elle atteint 240 m. Les calcaires de Laize (50 m) affleurent en rive gauche de la petite vallée de la Guigne. Ils ont fait l'objet de nombreuses exploitations dont certaines datent de l'époque romaine. Des réseaux de polygones de dessiccation de grande taille attestent que ces sédiments étaient parfois émergés. Les calcaires à *Rosnaiella*, plus réduits que dans la coupe de la Laize, sont accompagnés de poudingues pisaires à galets de quartz et de phtanites. Ils passent aux Schistes à stromatolites qui, comme les faciès précédents, sont entamés par la tranchée de la D 147 entre le Moulin de Bully et le village éponyme.

Enfin, dans la vallée de l'Odon (rive gauche), la formation des Schistes et calcaires diffère de celle de la vallée de la Laize par la réduction de son épaisseur (160 m au lieu de 300 m) et la diminution importante des faciès carbonatés au profit des terrigènes fins. Les calcaires de Laize font totalement défaut et il ne subsiste que quelques bancs carbonatés rapportés au faciès à *Rosnaiella*. Les schistes à stromatolites sont représentés par des *Collenia* bleu-noir encaissés dans des schistes offrant une sédimentation rythmique

fine. Au sommet de la formation, toujours en rive gauche de l'Odon et juste avant sa confluence avec le ruisseau de Sabley, des terriers de type chondrites et des pistes en chapelet sont signalés tandis que des structures en boules et coussins affectent certains bancs grès-pélimitiques (Doré, 1969).

• **Synclinal d'Urville.** Dans la vallée du ruisseau de Tourtous la formation des Schistes et calcaires (250 m) est représentée par ses trois membres :

- les **Calcaires de Laize** (50 m) affleurant en rive droite du ruisseau sous forme de bancs massifs à lamination finement ondulée et entrecoupés de grès calcareux ; ces derniers sont souvent décalcifiés ;
- les **Calcaires à Rosnaiella** accompagnés de sédiments oolitiques possédant deux phases granulométriques l'une fine (oolites bien classées) l'autre grossière (quartz, fragments de calcaires et de phtanites) ;
- les **Schistes à stromatolites** renfermant quelques structures de type *Collenia* observables dans une ancienne petite carrière en rive droite du ruisseau au Nord des Vacres.

Mis à part l'affleurement de Boulon, les Calcaires de Laize ont été signalés dans la terminaison périsynclinale à Saint-Laurent-de-Condol où « derrière le nouveau cimetière on avait comblé une ancienne carrière de marbre » (Renault, 1883a). De même la station de pompage de cette localité exploite une eau située dans les calcaires cambriens traversés par un réseau karstique (Bigot, 1950). Au Nord-Est de la Hupperie des calcaires gris clair très fracturés (S_1 : N100-80°S ; S_0 : N25-40°E) et assimilables au faciès de Laize, pointent au milieu de l'argile à silex. Enfin, la tranchée de la déviation de Saint-Laurent-de-Condol a mis à jour un niveau carbonaté (calcaire gris-bleu) accompagné de grès calcareux et de siltites brunes recouverts par les dépôts triasiques.

Âge de la formation. En dépit de nombreuses recherches par des procédés de décalcification, aucune faune n'a pu être extraite des horizons carbonatés de la Formation des Schistes et calcaires aussi bien dans le synclinal de May que dans celui d'Urville. La présence d'archéocyates signalés par J. Mercier (1934) au flanc nord du synclinal d'Urville, information reprise dans la notice de la nouvelle carte Mézidon (Deroin et *al.*, 1999) n'est nullement confirmée. Sur la base de corrélation entre les membres des Calcaires à *Rosnaiella* et des Schistes à stromatolites de la coupe de la Laize avec ceux des Schistes et calcaires de Saint-Jean-de-la-Rivière (Sud de Carteret) renfermant une faune de trilobites et archéocyates, F. Doré (1972, 1994) a proposé un âge cambrien inférieur, probablement atdabanien.

k₃C. Formation des Grès de Caumont (Cambrien inférieur) : grès arkosiques à litage oblique (600 à 800 m). La Formation des Grès de Caumont (Bigot, 1890), connue également sous le nom de Formation des

Grès feldspathiques (Hérault, 1824) est, pour l'essentiel, constituée d'un empilement de plusieurs centaines de mètres (600 à 800 m) de grès feldspathiques et d'arkoses roses, en bancs décimétriques à litage oblique, séparés par de minces horizons argileux ou psammitiques.

• **Synclinal de May.** Sur le flanc sud du synclinal de May, cette formation affleure en continuité depuis le Val de Laize jusqu'à la galerie d'exhaure des anciennes mines de May (rive droite de l'Orne). L'analyse détaillée de la formation dont la puissance totale atteint ici 625 m, est une nouvelle fois empruntée au travail de F. Doré (1969). Plusieurs ensembles sont distingués :
– *arkoses grossières à stratification oblique* qui constituent les 3/5 inférieurs de la formation (375 m). Il s'agit d'arkoses roses, en bancs décimétriques (10 à 30 cm), dont le diamètre moyen des grains fluctue entre 300 et 700 μm . Le taux de feldspaths (20 à 45 %) varie en raison inverse de la granulométrie de l'arkose. Il s'agit de feldspaths potassiques dominants (orthose perthitique et microcline subordonné) et de plagioclases (albite et oligoclase). Les feldspaths sont accompagnés de quartz hétérométriques, de rares micas et de minéraux lourds transparents. Ces derniers, à l'échelle du synclinal de May, se répartissent, en moyenne, entre le zircon (63 %), l'apatite (29 %), la tourmaline (6,5 %) et des traces d'anatase, rutile et brookite (1,5 %).

Outre quelques structures chenalisées, les figures sédimentaires les plus caractéristiques sont le litage oblique en lamines tangentielles inclinées de 20 à 25° et les nombreux horizons à copeaux de boue à la base des bancs ;

– *arkoses à grain moyen ou fin* (130 m) dont le diamètre des grains s'établit entre 200 et 300 μm . Cette alternance d'arkoses (45 % de feldspaths au maximum) et de grès feldspathiques gris (20-25 % de feldspaths) offre les mêmes figures sédimentaires que l'ensemble inférieur. Des intercalations d'argilite et de psammite s'y observent, en particulier dans l'ancienne carrière ouverte le long de l'Orne ;

– *alternance d'arkoses rouges et d'argilites vertes* (25 m) puis *d'argilites et de siltites* (21 m). Ces deux ensembles qui constituent le sommet de la carrière précitée se caractérisent par le développement important des horizons fins, souvent riches en micas, dans lesquels se rencontrent de nombreuses pistes et terriers ainsi que des rides de clapotis et des copeaux de boue ;

– *arkoses et siltites* (70 m). Ce dernier ensemble hétérolithique d'arkoses à grain fin ou moyen et de siltites vert sombre micacées représente le toit de la succession cambrienne du synclinal de May sur lequel repose le minerai de fer llanvirnien de la base des Schistes d'Urville. Ce contact est exposé dans l'entrée de l'ancienne galerie d'exhaure des mines de May.

Toujours sur **le flanc sud** du synclinal de May, la formation des Grès de Caumont s'observe en rive gauche de l'Orne (ancienne carrière de Bully) et surtout dans la vallée de l'Odon où elle est largement entamée dans les

carrières de Mouen situées à cheval sur les cartes Villers-Bocage et Bayeux (Maurizot et *al.*, 2001). Ces carrières exploitent les faciès de la moitié inférieure de la formation, permettant de compléter certaines observations réalisées dans la coupe de la vallée de l'Orne. En particulier, au gré de l'avancement de l'exploitation, il est possible d'observer des surfaces couvertes de polygones de dessiccation dont le démantèlement produit les copeaux de boue si fréquents à la base des bancs arkosiques.

Sur le **flanc nord** du synclinal, les terrains briovériens affrontent directement la formation des Grès de Caumont ici amputée d'une partie de ses termes de base. Les bancs arkosiques sont, en outre, renversés et intensément déformés dans un complexe d'écaillés chevauchantes limitées par des contacts en plats et rampes (cf. tectonique varisque) ainsi que l'expose la carrière d'Etavaux à Saint-André-sur-Orne.

• **Synclinal d'Urville.** Dans le synclinal d'Urville, la formation des Grès de Caumont, bien qu'excédant 800 m, n'affleure que médiocrement dans les escarpements boisés de la rive droite du ruisseau de Tourtous ainsi que dans d'anciennes carrières au Nord de la Chapelle du Puits. Le sommet de la formation se perd sous les formations résiduelles d'argile à silex plus ou moins solifluées de la forêt de Cinglais.

En l'absence de faune, l'âge de la Formation des Grès de Caumont, attribué avec doute au Cambrien inférieur, ne peut s'envisager que par référence aux datations de ses enveloppes sédimentaires. Cette formation recouvre en effet celle des Schistes et calcaires d'âge atdabanien probable pour son sommet et est elle-même surmontée, au Sud de la carte (synclinal de la Zone bocaine), par les formations de Gouvix puis par celle du Pont-de-la-Mousse. Cette dernière renferme une macrofaune (hyolithes et *Fordilla*) qui pourrait indiquer le Cambrien inférieur (Doré et *al.*, 1993).

Ordovicien

Formations ordoviciennes du synclinal de May

Épaisse au total de 450 m dans le synclinal de May, la succession ordovicienne débute directement par la formation llanvirnienne des Schistes d'Urville (lacune du Grès armoricain d'âge arénigien) recouverte par la formation des Grès de May et se termine par la formation glacio-marine de Feugerolles.

03. **Formation des Schistes d'Urville (Llanvirn) : argillites et siltites noires à lentilles gréseuses (110 m).** Cette formation renferme à sa base un niveau de minerai de fer oolitique (1), signalé à May-sur-Orne dès 1883 par C. Renault (flanc sud), retrouvé au flanc nord (Saint-André-sur-Orne)

par L. Lecornu (1891) et qui a fait l'objet d'une exploitation en mine jusqu'en 1968. Les informations relatives à l'exploitation de ce minerai sont consignées dans le chapitre « Gisements minéraux ».

Le contact cambro-ordovicien s'examine au flanc sud du synclinal de May dans la galerie d'exhaure de la mine de May en rive droite de l'Orne. Le minerai hématitique repose directement par l'intermédiaire d'un conglomérat sur le toit de la formation des Grès de Caumont (Doré, 1962). Ce conglomérat monogénique (40 à 60 cm d'épaisseur) renferme des galets de grès feldspathique dont les plus gros atteignent 25 cm et dont les feldspaths sont entièrement chloritisés. Les galets, réunis par une matrice de minerai de fer oolitique chloriteux, sont bien usés, non aplatis et dissymétriques. Ils témoignent d'une action de façonnement plutôt forte telle qu'elle est engendrée sur les plages marines (Doré, 1969).

Le conglomérat constitue une formation lenticulaire, limitée à des cuvettes, retrouvée en rive gauche de l'Orne (concession de Bully) ainsi qu'au flanc nord du synclinal, en rive droite de l'Orne, dans la concession de Saint-André (Joseph, 1982).

À 5 km à l'Est de l'Orne, au flanc sud du synclinal, dans le puits de Lorgichon (Rocquancourt) le minerai repose sur une dizaine de mètres de Schistes d'Urville contenant *Didymograptus* sp., eux-mêmes recouvrant les arkoses cambriennes par l'intermédiaire d'un mince niveau conglomératique.

En dehors des informations recueillies lors de l'exploitation de la mine, une coupe du minerai de May-sur-Orne est visible au Nord de la galerie d'exhaure déjà citée (Cayeux, 1909 ; Courty, 1959 ; Caillère et Kraut, 1965 ; Joseph, 1982) : quatre niveaux sont distingués, avec de bas en haut :

- niveau « préliminaire » chlorito-carbonaté constitué d'un grès à oolites chloriteuses dispersées dans un ciment chloriteux crypto-cristallin contenant de la collophanite (0,25 m) ;
- minerai « hématite » représenté par un faciès rouge homogène avec oolites à noyaux de quartz et enveloppes hématitiques plus rarement chloriteuses. Les oolites jointives sont cimentées par de grandes plages de sidérite (1,70 m) ;
- minerai « taché » (3,20 m) caractérisé par des taches grises millimétriques à centimétriques, convolutées au sein d'un faciès rougeâtre. Ces taches de nature chlorito-carbonatée, renferment de rares oolites chloriteuses envahies irrégulièrement par de la sidérite. Le faciès rougeâtre contient des oolites d'hématite non jointives noyées dans un ciment de chlorite oxydée et de sidérite. La texture tachée est due, pour l'essentiel, à une bioturbation intense (Dangeard et Rioult, 1961 ; Rioult et Riby, 1963) ;
- niveau sommital chlorito-carbonaté (0,35 m) constitué d'un grès minéralisé à oolites chloriteuses dispersées dans un ciment sidéritique.

Outre ce point d'observation, le minerai est encore visible en rive gauche de l'Orne dans une ancienne tranchée située au Nord des Préjaudes. Sur le flanc nord du synclinal deux horizons minéralisés, renversés de 80° vers le Nord, ont été mis à jour sous couverture liasique lors de la construction du nouveau complexe culturel de Saint-André-sur-Orne. Toujours sur le flanc nord, mais rive gauche de l'Orne, du minerai en déblai signale l'emplacement d'une fouille au Nord de la carrière de Grès de May de Feuguerolles (carrière Guérin). Ce minerai est surmonté de schistes très réduits en épaisseur dans lesquels ont été signalés des céphalons et pygidiums de *Neseuretus tristani* (Bigot, 1883). Enfin, le minerai a été rencontré en sondage, au flanc sud du synclinal, entre les vallées de l'Orne et de l'Odon lors de recherches minières effectuées en 1919-1920 (cf. sondages).

La formation des Schistes d'Urville, anciennement et improprement désignée sous le terme de « Schistes à Calymènes », se compose d'argilites et siltites noires à minces passées gréseuses lenticulaires souvent très bioturbées admettant quelques niveaux à galets phosphatés. L. Dangeard et M. Rioult (1959) décrivent dans une carotte provenant de May-sur-Orne des terriers laminaires simples verticaux traversant des schistes fins noirs pyriteux à horizons de galets de boue et lumachelle de trilobites. L'analyse radiocristallographique révèle un cortège à illite bien cristallisée (60 à 75 %) et à chlorite (40 à 25 %), situant la série dans un climat métamorphique anchizonal (cf. forage du Quesnay dans le synclinal d'Urville ; Le Gall et Doré, 1971).

Le meilleur gisement fossilifère se situe vers le sommet de la formation, dans un petit bois en rive droite de l'Orne. Il contient de nombreux trilobites (*Neseuretus tristani* ; *Crozonaspis morenensis mayensis* ; *Plaesiacomia brevicaudata* ; *Eodalmanitina* sp., *Ectillaenus* sp. ; Henry, 1980), un graptolite caractéristique : *Didymograptus murchisoni*, ainsi que des lamellibranches et des brachiopodes. La microfaune comprend des acritarches, des scolécodontes et des chitinozoaires (*Cyathochitina*, *Siphochitina tenuicollis*, *Euconochitina simplex*, *E. clavata*, *E. intermedia*) (Rauscher, 1970).

Ces faunes de trilobites, graptolites et chitinozoaires permettent d'attribuer précisément la formation au Llanvirn (Robardet, 1981).

04-5. Formation des Grès de May (Llandeilo - Caradoc) : grès quartzites micacés à intercalations de siltites noires (260 m). Dans la coupe classique du flanc sud du synclinal de May, en rive droite de l'Orne, cette formation, essentiellement gréseuse, puissante de 260 m, se décompose en quatre membres, individualisés ponctuellement en cartographie. À l'image des Schistes d'Urville, les Grès de May sont réputés pour leurs fossiles : dès 1877, G. de Tromelin répertorie 62 espèces (trilobites, gastéropodes, ptéropodes,

brachiopodes, graptolites ...) qui seront réétudiées par la suite et situées avec plus de précision dans les différents membres de la Formation.

O4-5G. Membre des Grès ferrugineux (Llandeilo) : quartzites stratifiés à intercalations de grès micacés et siltites sombres (45 m). Ils doivent leur nom à l'existence d'un petit niveau minéralisé situé vers la base. Il s'agit de grès quartzites bioturbés de teinte rouge, admettant des intercalations de grès micacés et de siltites sombres. Ils renferment à leur partie inférieure des trilobites (*Eohomalonotus vieillardii*, *Neseuretus tristani*), des orthidés et quelques cystidés. L'association des chitinozoaires (Rauscher, 1970) est caractérisée par une prédominance de formes trapues : *Euconochitina brevis*, *Siphonochitina clavata* et *S. robusta*. Leur âge est llandeilien.

Outre les affleurements de la rive droite de l'Orne, ce membre gréseux a pu être repéré plus à l'Ouest, au Sud-Est de la Petite Bruyère (Feuguerolles) ainsi qu'au flanc nord du synclinal dans l'ancienne carrière de Feuguerolles (carrière Guérin).

O4-5PM. Membre des Grès du Petit-May (Llandeilo) : alternances de grès micacés, quartzites blancs et argilites noires (95 m). Ces quartzites et grès fins bien classés de teinte grise à rouge, apparaissent bien stratifiés, en bancs décimétriques séparés par des horizons de grès jaunâtres en plaquettes et d'argilite noire micacée. Le cortège de minéraux lourds (Doré, 1969, 1971 b) se compose de 40 % de zircon, 36 % de rutile, 20 % de tourmaline et des traces d'anatase, de brookite et de sphène. Le net cachet ordovicien est marqué par l'abondance de rutile. Les structures sédimentaires, toujours nombreuses, sont dominées par les rides de courant et d'oscillation ainsi que par des litages obliques en mamelons (*hummocky cross stratification*) suggérant un paléoenvironnement côtier soumis à l'action des tempêtes. Ces structures, accompagnées de quelques surfaces à polygones de dessiccation, sont exposées dans l'ancienne carrière exploitant des dalles, en rive droite de l'Orne. La bioturbation sous forme de pistes-galeries et de terriers est également omniprésente.

La faune de trilobites comprend : *Iberocoryphe serratus*, *I. fugitivus*, *Eohomalonotus brongniarti*, *E. vicaryi*, *E. szuyi*, *Crozonaspis incerta*, *Kerfornella brevicaudata* (de Tromelin, 1877 ; Kerforne, 1893 ; Bigot, 1888 ; Henry, 1980). Ces trilobites, accompagnés de lamellibranches (*Modiolopsis*) (Bigot, 1889), sont surtout abondants dans les grès jaunes, tendres, situés vers la base de la carrière (Doré et al., 1977), tandis qu'au sommet, se recueillent des conulaires et des brachiopodes. Cette macrofaune permet d'attribuer un âge llandeilien à ces grès, âge confirmé par l'assemblage de chitinozoaires qui contient : *Siphonochitina clavata*, *S. robusta*, *Euconochitina brevis*, *Desmochitina*, *Lagenochitina* cf. *claviformis* (Rauscher, 1970).

Outre la carrière de la rive droite de l'Orne, les grès du Petit-May s'observent au flanc nord du synclinal de May, dans l'ancienne carrière de Feuguerolles, en rive gauche de l'Orne.

O4-5S. Membre des Schistes à *Marrolithus bureaui* (Llandeilo) : argillites noires micacées (8 m). Séparant les Grès du Petit-May de ceux du Grand-May, un faisceau d'argillites noires micacées s'observe au sommet de la carrière pré-citée, en rive droite de l'Orne. Il s'agit du seul véritable affleurement de ces schistes qui, par ailleurs sont reconnus dans divers travaux miniers (puits et sondages). La faune est représentée par des trilobites (Henry, 1980 ; Robardet, 1981) : *Neseretus tristani* et surtout *Marrolithus cf. bureaui*, *Plaesiacoma cf. rara*, *Kerfornella brevicaudata* et un graptolite : *Amplexograptus perexcavatus*.

L'assemblage de Chitinozoaires est identique à celui des grès sous-jacents avec en plus *Lagenochitina ponceti* (Paris, 1981).

Selon J.L. Henry (1980), ces schistes à *Marrolithus* sont à rapporter au Llandeilo terminal.

O4-5GM. Membre des Grès du Grand-May (Caradoc) : grès quartzitiques à intercalations d'argillites et siltites (110 m). La formation des Grès de May se termine par une puissante série de grès quartzites rosés bien stratifiés, en bancs métriques à décimétriques, séparés par de minces horizons pélitiques, plus rarement psammitiques. Au sommet de la formation, particulièrement en rive droite de l'Orne (ancienne carrière dite des silos) certains quartzites sont imprégnés d'hématite sous forme de veinules brun-rouge, parallèles à la stratification, conférant un aspect rubané aux bancs, qualifiés de « bancs pie » (Poncet, 1962, 1965). Le fer proviendrait de l'hydrolyse des paillettes de biotite des lits micacés, par circulation d'eau météorique le long de diaclases.

Au microscope, ces grès se présentent soit sous forme de grès-quartzites, dépourvus de ciment, soit sous forme de grès-quartzeux possédant un ciment pélitique toujours très réduit. Les grains de quartz bien classés, d'une taille moyenne de 200 µm, sont accompagnés de petites paillettes de muscovite. Les feldspaths sont rares ou absents. Les grès rouge violacé offrent les mêmes caractéristiques texturales que les faciès de teinte claire. La différence porte uniquement sur la présence d'une fine pigmentation hématitique teintant le ciment qui, par ailleurs, renferme de nombreux minéraux lourds (zircon, rutile, tourmaline). Ces derniers se répartissent dans les mêmes proportions que ceux des grès du Petit-May. De l'anatase authigène est signalée dans les lits hématitiques (Poncet, 1965).

Les figures et structures sédimentaires (rides, chenaux, fentes de retrait, pistes et terriers) abondent. Elles étaient particulièrement bien exposées dans l'ancienne carrière des silos ouverte en rive droite de l'Orne. Les surfaces couvertes de rides associent rides d'oscillation et de courant (Vossmerbäumer, 1969 ; Lemosquet, 1970 ; Doré et al., 1977). Les rides d'oscillation, le plus souvent symétriques, peuvent interférer et engendrer des réseaux hexagonaux. Leur orientation fluctue entre N50 et N130°E. Les rides de courant, plus rares, indiquent des courants dirigés sensiblement du Sud vers le Nord. Localement s'observent des chenaux aux flancs abrupts, profonds de 10 à 13 cm et larges de 15 à 25 cm, remplis d'argile micacée noire. Enfin, des litages obliques en mamelons analogues à ceux du membre du Petit-May existent localement.

Des fentes de retrait s'organisent en réseaux souvent incomplets qui diffèrent des polygones de dessiccation apparus en conditions aériennes. Leur origine sous-aquatique est envisagée (phénomène de synérèse) (Doré et al., 1977).

Si les traces biologiques laissées dans les bancs purement gréseux sont peu fréquentes, elles foisonnent dans les horizons argilo-pélitiques sous forme de pistes de reptation unilobées, de pistes galeries et de terriers laminaires (Dangeard et Rioult, 1959 ; Lemosquet, 1970).

La faune comprend des trilobites (*Iberocoryphe deslongchampsii*), des conulaires (*Exocoenularia pyramida*) et des lamellibranches (*Modiolopsis*, *Orthonota*) fixant un âge caradocien aux Grès du Grand-May.

Les meilleures conditions d'examen des Grès du Grand-May se feront dans les nombreuses carrières, aujourd'hui toutes abandonnées, de la vallée de l'Orne tant au flanc sud du synclinal de May (carrière des silos en rive droite ou carrière Mège en rive gauche) qu'au flanc nord (carrière Guérin en rive gauche). Les grès du flanc sud se poursuivent vers l'Ouest sous forme de paléoreliefs entre Feuguerolles et Maltot, avant de disparaître sous la couverture jurassique où ils ont été repérés en sondage à -16,50 m au Château de Fontaine. Un dernier témoin existe à Gournay (carte Bayeux à 1/ 50 000) en rive droite de l'Odon.

06. Formation de la Tillite de Feuguerolles (Ashgill) : argilites noires gréseuses microconglomératiques (80 m). Le passage entre la Formation des Grès de May et celle de la Tillite de Feuguerolles est souligné par le dépôt d'une série n'excédant pas une dizaine de mètres, constituée d'une alternance d'argilites, de siltites et de grès fins micacés. Cette série de teinte sombre, noirâtre à verdâtre, est connue sous le nom de « Schistes supérieurs ». En dehors de quelques sondages de recherches du minerai de fer (sondage du Quesnay, carte Mézidon) ces schistes ne sont

connus à l'affleurement qu'au sommet des carrières, déjà mentionnées, des silos et de Mège, aujourd'hui abandonnées et en partie comblées. Ils n'ont livré aucune macrofaune (Robardet, 1981) et se sont révélés stériles lors de recherches de microfaune (Rauscher, 1970). Pour ces différentes raisons, ces schistes n'ont pas été différenciés en cartographie et réunis avec la Formation de la Tillite de Feuguerolles.

La Formation de la Tillite de Feuguerolles (Doré et Le Gall, 1972) a été initialement interprétée comme un faciès particulier lié à l'activité de volcans de boue sous-marins (Dangeard et al., 1962 ; Doré et al., 1963) et désignée sous le nom de « Pélites gréseuses à fragments polyédriques » avant d'être reconnue comme une formation glacio-marine (Dangeard et Doré, 1971). Sur le territoire de la carte Villers-Bocage, le seul point d'observation de cette formation se situe dans le chemin d'accès nord de l'ancienne carrière Mège, en rive droite de l'Orne.

Puissante d'environ 80 m, la formation apparaît sous l'aspect d'une roche sombre, apparemment non stratifiée, à débit concentrique, constellée de trous et renfermant des petits galets. La gangue de cette diamictite est constituée d'une pélite gréséo-micacée dont la médiane est de 20 μm et le classement faible (Doré et Le Gall, 1972). Le cortège des minéraux argileux à base d'illite et de chlorite est identique à celui des autres formations ordoviciennes (Le Gall et Doré, 1971).

Les galets, généralement peu usés et de forme parfois polyédrique, sont surtout concentrés à la base de la formation. Leur taille excède rarement 5 cm et ils tirent leur origine du remaniement des formations paléozoïques régionales. Les plus abondants (plus de 80 %) sont représentés par des calcaires, dissous à l'affleurement, mais intacts dans les forages de recherche du minerai de fer et qui se sont révélés d'âge ashgillien. Les autres faciès identifiés appartiennent aux formations soit ordoviciennes (Grès de May, Schistes d'Urville -dont des galets de minerai de fer-, Grès armoricain) soit cambriennes (Grès feldspathiques). En revanche, aucun galet ne provient du socle cadomien. La morphologie des galets dépend de leur composition ; les calcaires ashgilliens sont plutôt anguleux avec une surface verruqueuse tandis que les galets de grès ont une forme polyédrique avec des arêtes émoussées. Les faces d'usures sont fréquemment striées ; des stries d'orientation différentes s'observent sur certains galets (Doré et al., 1985).

L'âge de la Tillite de Feuguerolles est bien cerné, d'une part, grâce aux conodontes des galets calcaires fixant un âge maximum ashgillien aux dépôts glacio-marins (zone à *Amorphognathus ordovicicus*, Weyant et al., 1977) et, d'autre part, grâce aux graptolites contenus dans les formations sus-jacentes régionales (secteur de Domfront) et attribuées au Llandovery (Robardet, 1981). Un seul horizon fossilifère a été reconnu qui se situe au sommet de la

formation, précisément dans l'ancien chemin d'accès à la carrière Mège au-dessus de l'entrée de l'usine du « Béton Vibré » (Henningsmoen et *al.*, 1964). Il a livré une faunule d'ostracodes essentiellement représentés par des *Bollia* aff. *biplicata* et des trilobites de petite taille rapportés à : *Dalmanites praecursor*, *Dalmanitina (Dalmanitina) obtusicaudata brevispinosa* et *Calliops* sp. Cette faunule si elle n'apporte rien de plus précis d'un point de vue stratigraphique est surtout intéressante au plan de la paléoécologie, la petitesse de la taille des individus pouvant être mise en parallèle avec un changement drastique des conditions de milieu en relation avec la glaciation fini-ordovicienne.

Silurien

Formations siluriennes du Synclinal de May

S1F. Formation des Schistes à fucoïdes (Llandovery ?) : argilites, siltites noires micacées à minces lits gréseux (30 m environ). Puissante d'une trentaine de mètres, cette formation se compose à la base de schistes fins noirs qui alternent avec des lits centimétriques plus ou moins lenticulaires de grès et de quartzites. Au-dessus, les passées psammitiques micacées sont plus fréquentes, les grès deviennent calcareux, finement lités et prennent une teinte rousse. Les schistes contiennent des nodules de pyrite et d'ampélites (Henningsmoen et *al.*, 1964).

L'âge des Schistes à fucoïdes est rapporté au Llandovery uniquement en raison de l'âge des formations qui l'encadrent : Tillite de Feuguerolles ashgillienne et Ampélites et Calcaire de Feuguerolles wenlockiens. En effet, cette formation ne renferme que de rares traces d'activité animale dont des pistes-galeries ramifiées décrites comme fucoïdes (de Tromelin, 1877) et se rapportant en réalité au genre *Chondrites*. G. de Tromelin signale en outre la présence de graptolites et d'astéries qui n'ont pu être retrouvés malgré des recherches minutieuses (Doré et *al.*, 1963).

La formation n'affleure réellement qu'en deux points du synclinal de May. L'un en rive droite dans une petite excavation située en face du Grand Moulin, l'autre en rive gauche dans le petit chemin partant à l'Ouest de l'ancienne gare de Feuguerolles et montant à flanc de coteau vers l'ancienne carrière Mège.

S1A. Formation des Ampélites et du Calcaire de Feuguerolles (Wenlock-Pridoli ?). Cette formation paléozoïque, la plus récente du synclinal de May, est représentée par un seul témoin, en rive gauche de l'Orne, au Nord-Ouest de l'ancienne gare de Feuguerolles. C'est dans cette ancienne prairie, aujourd'hui occupée par des pavillons, qu'au début du XIX^e siècle furent réalisées des fouilles dans le but de trouver du charbon,

confondu à l'époque avec les schistes noirs ampéliteux du Silurien. En 1824, J.A. Eudes-Deslonchamps recueille dans des calcaires noirs fétides appelés « calcaire à *Orthoceratites* » les premiers graptolites de France (de Caumont, 1828) attribués à l'origine à deux espèces : *Monograptus priodon* et *Retiolites geinitzianus* (de Tromelin et Lebesconte, 1875 ; Barrois, 1892) et dont A. Philippot (1950) confirma la justesse de leur détermination. À côté de ces deux espèces de graptolites, fixant un âge wenlockien basal aux calcaires et ampélites associées, la faune se compose d'orthocératidés, de bivalves dont *Cardiola interrupta* et de fragments de plaques dermiques de *Pterygotus* (gigantostracé) (de Caumont, 1828 ; de Tromelin et Lebesconte, 1875 ; Cliquet et Plessis, 1948). Des radiolaires pélagiques, mal conservés, ont été également signalés dans les faciès carbonatés (Cayeux, 1929, 1930).

La puissance des ampélites siluriennes ne peut être appréciée dans la coupe de l'Orne compte tenu des effets de la tectonique varisque. Le Grès de May, verticalisé à renversé, du flanc nord du synclinal chevauche les ampélites dont seuls les termes de base sont préservés. À 15 km plus à l'Est, le sondage de Danneville (carte Mézidon à 1/50 000) réalisé en 1911 pour la recherche du minerai de fer est entré dans le Silurien sous 46,80 m de couverture jurassique et a été abandonné à 333,15 m sans quitter les ampélites (Cayeux, 1930). Compte tenu des pendages, l'épaisseur de cette formation est d'au moins 235 m, chiffre à mettre en relation avec les 230 m minimum de Silurien ampélitique du forage du Quesnay, implanté lui dans le cœur du synclinal d'Urville (Dangeard et Doré, 1955). Si le premier forage n'a pas fait l'objet d'études paléontologiques précises, les renseignements tirés du second forage indiquent la présence au-dessus des ampélites et calcaires wenlockiens de base, d'ampélites attribuées au Ludlow puis au Pridoli pour la partie supérieure (Doré et Philippot, 1962 ; Jaeger et al., 1964). Mis à part les associations de graptolites, le cortège des minéraux argileux évolue avec le développement généralisé de la pyrophyllite dans les ampélites datées du Pridoli (Le Gall et Doré, 1971). En revanche, et c'est précisément le cas du gisement de Feuguerolles, les ampélites datées du Wenlock ne renferment qu'un cortège à illite et chlorite, comparable à celui des faciès argileux de l'Ordovicien.

Formations paléozoïques du flanc nord du Synclinal de la Zone bocaine

Cambrien

• *Formations continentales de base de la série cambrienne (k₁-Cambrien inférieur)*

k₁C. Formation des Conglomérats et arkoses (Cambrien inférieur) : conglomérats et grès alternants. 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 80 à 120 m de puissance reposant directement en discordance sur les terrains briovériens en général très redressés.

Les conglomérats constituent une véritable barre dans le paysage bocain (Sud-Ouest de Thury-Harcourt, x = 392 ; y = 1 145). 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. Dans l'ensemble, sur cette partie du Synclinal bocain, le faciès conglomératique apparaît nettement dominant par rapport au faciès grésno-arkosique, d'où la notation k₁C, en référence au conglomérat.

Ce « Poudingue pourpré » doit son nom à sa couleur lie-de-vin. Il se présente en bancs métriques à plurimétriques. La stratification y est généralement très floue en raison de l'intense fracturation de la roche et de l'importante altération de ce faciès entraînant à terme un débit en feuillet de la matrice argilo-silteuse. Le faciès type correspond à un conglomérat polygénique et hétérométrique. La taille des éléments est généralement d'une dizaine de centimètres mais peut atteindre 30 voire 40 cm. Parmi ces éléments, on reconnaît par ordre d'abondance :

- des éléments lithiques constitués par les siltites vertes et les arénites bariolés 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 grains moyens 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 recourent 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). Quant à la présence des éléments microquartzitiques et quartzitiques dans cette roche, leur origine serait semblait-il à rechercher dans les formations sédimentaires briovériennes situées au Nord du Synclinal bocain. D. Janjou signale notamment la présence d'éléments de phanite dans ces conglomérats (feuille Vire).

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 subjoinctifs, 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 grains fins (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.

Le « Poudingue pourpré » présente un granoclassement vertical normal depuis la base jusqu'au sommet. On observe à la base un faciès très grossier dans lequel les galets sont très nombreux et mesurent fréquemment plus de 30 cm de diamètre. 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.

Précisons cependant que le faciès conglomératique apparaît dans l'ensemble sur cette partie du Synclinal bocain nettement dominant sur les faciès gréseux.

• *Formations marines et laguno-marines (« Formation de Campeaux » ; k₂ à k₄)*

k₂. Formation des Schistes et calcaires, indifférenciés (Cambrien inférieur). La formation des « Schistes et calcaires » marque la première transgression marine du Cambrien. Elle est constituée d'une alternance silto-gréseuse verdâtre où s'intercalent de petits niveaux discontinus carbonatés.

Sur la partie nord de la Zone bocaine, cette formation a une puissance de 250 m environ mais peut atteindre 400 m. Elle constitue une large dépression topographique entre les crêtes des conglomérats et grès pourprés (k₁C) et celles des grès feldspathiques (k₃C).

Il n'a pas été possible de distinguer ici les trois membres de cette formation décrits par ailleurs sur la feuille Condé-sur-Noireau ou dans le synclinal de May (membre des Schistes à stromatolites, membre des Calcaires à *Rosnaiella* et membre des Calcaires de Laize ou de Clécy (Doré, 1969, 1972 ; Doré et Dupret, 1979).

La formation des « Schistes et calcaires » est principalement composée de pélites. Leur teinte verdâtre passe au jaune clair par altération superficielle. Elles sont constituées essentiellement par du quartz en petits grains anguleux (taille inférieure à 100 µm) et par des paillettes de micas blancs dont l'orientation souligne la stratification. La fraction argileuse est composée d'illite (50 %), de chlorite (20 %) et de kaolinite (10 %) (Hervy, 1997). On peut noter l'absence totale des 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) sont également présentes.

Plusieurs lentilles de calcaires, non cartographiables, ont été trouvées entre Saint-Martin-de-Sallen (x = 391,6 ; y = 1 145,4) et le Hamel-aux-Prêtres au Sud d'Aunay-sur-Odon (x = 381,8 ; y = 1 149,3).

La lentille située au hameau de Cabourg (x = 388,4 ; y = 1 147,2), intercalée dans la partie inférieure de la série, correspond à un calcaire gréseux noir, grumeleux et à lamines algaires.

Une seconde lentille affleure plus haut dans la série, entre les hameaux des Fosses (x = 389,6 ; y = 1 145,8) et Saint-Martin-de-Sallen (x = 391,6 ;

y = 1 145,4). Sensiblement au même niveau dans la série mais plus au Nord-Ouest une troisième lentille a été trouvée au Hamel-aux-Prêtres (x = 381,8 ; y = 1 149,3). Il s'agit de calcaires gréseux à thalles noirs pouvant être assimilés au faciès des Calcaires à *Rosnaiella* (Doré, 1969), pour lesquels un âge tommotien a été proposé.

Une dernière lentille carbonatée affleure le long de la route forestière du bois de Vingt-Bec (commune de Campandré-Valcongrain) (x = 385,6 ; y = 1 147,6). Elle est constituée de calcaires à stromatolites colléniformes dont les structures en dôme ne laissent aucun doute sur leur origine.

Vers l'Ouest, au-delà du Hamel-aux-Prêtres, les niveaux carbonatés n'ont pas été retrouvés. Parallèlement, la fraction argileuse augmente et la puissance de la série diminue.

À son sommet, la formation des « Schistes et calcaires » se termine par une alternance de siltites ou pélites verdâtres et de grès feldspathiques. Ces derniers deviennent dominants sur l'ensemble. Des bancs décimétriques de quartzites beiges apparaissent. Cette évolution du faciès traduit un passage progressif avec la formation suivante, les grès feldspathiques.

k₃C. Formation des Grès de Caumont (Cambrien inférieur) : grès arkosiques gris à roses. Les grès arkosiques roses à gris correspondent à la Formation des Grès de Caumont décrite sur la feuille Condé-sur-Noireau (Doré et *al.*, 1993). Leur épaisseur est inférieure à 200 m dans le Nord-Est de la Zone bocaine. Cette notation (k₃C) a été choisie en référence à la localité type, Caumont, et de façon à éviter toute ambiguïté existant entre des termes notés k₃A sur Vire, Torigni-sur-Vire et Condé-sur-Vire qui ne présentent pas systématiquement le même faciès.

Les grès arkosiques ne sont connus que dans la partie orientale de la Zone bocaine. Ils disparaissent latéralement à l'Ouest au niveau de la zone des écailles de Jurques (limite orientale de la feuille Torigni-sur-Vire).

Dans le paysage, les grès forment une crête parallèle à celle des conglomérats pourprés. Elle domine deux dépressions liées aux faciès argilo-pélitiques des Schistes et calcaires (k₂) au Nord et des grès et schistes violacés (k₃G) au Sud. Sans cette barre de grès arkosiques, la distinction entre les deux formations (k₂ et k₃G) est pratiquement impossible.

Les grès, de teinte rose ou grise, en banc de 0,2 m 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 micas d'origine détritique emballés dans la matrice. Ce faciès gréseux contient enfin de nombreux petits fragments lithiques de quartzites et surtout de roches métamorphiques acides (agglomérats de grains de quartz orientés). La matrice, de nature quartzophylliteuse, est composée de minéraux argileux de la famille de la chlorite 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 jusqu'à un centimètre. De petits galets mous sont également à signaler.

Localement, les déformations de la roche se traduisent par une recristallisation du quartz dans les zones fissurées, ainsi que par une importante dislocation des minéraux de quartz situés dans la fraction gréseuse.

k₃G. Formation des Schistes de Gouvix (Cambrien inférieur) : grès et schistes violacés. La Formation de Gouvix, anciennement « Schistes violacés de Gouvix », a été définie par A. Bigot (1904) dans la succession nord du synclinal d'Urville (feuille Mézidon à 1/50 000). Notée k₃b sur les feuilles Condé-sur-Noireau, Torigni-sur-Vire et Vire, cette formation apparaît ici indexée en k₃G, en référence à la localité type de Gouvix (mais également du fait de la suppression de la notation k₃a). Sur le territoire de la carte, cette formation n'a été identifiée que dans la Zone bocaine : sur le flanc nord où elle est en pendage inverse ; au Sud de la Butte-aux-Rats (x = 388 ; y = 1 145,5) jusqu'au Bois de Culet (x = 390 ; y = 1 144,8), et au Sud de Saint-Martin-de-Sallen où elle est recoupée par failles. Elle a une puissance de 300 m environ. La particularité de cette formation réside dans la présence de pélites violacées en filets, straticules ou minces lits inframillimétriques intercalés dans des grès de couleur verte, ocre ou brune (en fonction de leur degré d'altération).

Dans cette formation, la fraction gréseuse domine généralement sur la fraction pélisteuse. 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 des grès arkosiques de la formation de Caumont (k₃C) sous-jacente. En revanche, le contact avec les pélites et grès fins verts rubanés de la Formation du Pont-de-la-Mousse (k₄), sus-jacente, est nettement 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.

La formation est constituée d'une alternance centimétrique à décimétrique de pélites et de grès fins. La fraction gréseuse domine sur la fraction pélisteuse. Les grès sont arkosiques. Ils ont une granulométrie comprise entre 500 μ 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 dénote d'une légère recristallisation voire de la néoformation de minéraux dans un contexte métamorphique de faible intensité de type anchizonale.

Les pélites se présentent en petites passées informes, à grains très fins. Elles sont composées d'éléments de quartz et de nombreux micas blancs (séricite et 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 d'opacques et particulièrement de l'hématite. Lorsque le faciès est altéré, ces petits niveaux violacés prennent une teinte bleutée, relativement pâle.

La déformation, exprimée par la forte ondulation des strates argileuses, s'explique semble-t-il par l'agitation du milieu lors de la sédimentation.

La monotonie de ce faciès est perturbée par la présence de petits niveaux microconglomératiques, pluricentimétriques, à éléments de quartz, ainsi que, dans la partie sommitale de la formation, de fines passées gréseuses jaune d'or.

Cette fraction pélisteuse est fortement bioturbée. 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. Des **pistes trilobées** 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. Formation du Pont-de-la-Mousse (Cambrien inférieur) : schistes et grès fins verts rubanés. Définie dans la localité du Pont-de-la-Mousse (feuille Condé-sur-Noireau) par A. Bigot (1904), la Formation du Pont-de-la-Mousse a pour équivalent occidental la **Formation (ou « Dalles ») de Campeaux** (partie supérieure uniquement) définie sur la carte géologique Vire (Janjou et *al.*, 1987). Les pélites et grès fins verts rubanés qui la constituent, occupent une grande partie du synclinal d'Ondefontaine–Mont

Pinçon [affleurements autour du Postil ($x = 384$; $y = 1\ 147,3$) et le long de la Druance] et s'étendent sur toute la limite sud-ouest de la feuille, en particulier autour du Plessis-Grimoult ($x = 384$; $y = 1\ 145,1$).

La Formation du Pont-de-la-Mousse a une puissance d'au moins 600 m sur le flanc nord de la Zone bocaine.

Elle est constituée d'une alternance silto-gréseuse millimétrique à centimétrique de couleur bleu-vert à vert foncé ou encore jaune-vert. C'est une succession de petits lits gréseux à grains fins à très fins et de straticules de pélites vert foncé à bleutées, apparaissant également fréquemment sous forme de lentilles discontinues. Au microscope, la transition entre les niveaux gréseux et les pélites se fait de façon progressive, définissant un granoclassement positif. Une microséquence type débute par un petit niveau gréseux à grains fins qui évolue vers un grès à grains très fins pour finalement être ennoyé par un sédiment argileux. L'interface grès-pélites présente fréquemment de petites figures de charge.

Les niveaux gréseux sont constitués par des grès arkosiques. Le quartz est le minéral dominant (de 50 à 60 %), les feldspaths alcalins et les plagioclases représentant eux 20 à 30 % des constituants du grès. Les micas (biotite et muscovite) ne sont présents que pour 10 à 15 %. Le pourcentage de biotite tend à augmenter vers le haut de la série. La matrice est quartzophylliteuse à chlorite.

Les pélites sont constituées de chlorite ferrifère qui est à l'origine de la couleur bleu-vert de la roche, d'illite et de séricite.

Deux niveaux lithologiques particuliers ont été distingués dans cet ensemble monotone :

– un horizon de siltites rouges [k4 (1)] en petite lentille de 3 m d'épaisseur a été observé à mi-distance entre Postil et Campandré-Valcongrain, sur un petit chemin au lieu-dit la Pâtüre ($x = 384,6$; $y = 1\ 146,9$). Il constitue régionalement un niveau repère (Minoux et *al.*, 1987), également distingué sur la feuille Torigni-sur-Vire. Les siltites sont constituées par de l'illite (60 %), de la kaolinite (20 %), de la chlorite (10 %) et, en moindre proportion, de quartz, de plagioclases, de micas et d'hématite.

– une lentille de calcaire oolitique [k4 (2)] à *Circotheca* et *Fordilla*, située au Sud-Ouest de la carte ($x = 377,75$; $y = 1\ 144,53$). Le calcaire oolitique gris bleuté est intercalé dans les pélites et grès verts, rubanés. Les oolites sont jointives et bien classées (diamètre moyen : de 300 à 350 μm) et possèdent un nucléus carbonaté autour duquel s'organise une structure fibro-radiée. Le ciment de calcite microcristalline contient des grains épars de quartz.

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

- des rides d'oscillations, millimétriques à centimétriques. Elles caractérisent un milieu de sédimentation relativement calme, généralement peu profond ;
- des rides de courants ;
- des figures de charges, très fréquentes mais surtout visibles au microscope. Elles reflètent l'empreinte de petits grains dans un sédiment encore non lithifié ;
- des slumps, phénomènes gravitaires relativement rares dans cette formation, dont quelques belles figures peuvent néanmoins être observées localement.

Des petites figures d'expulsion de fluides ont été observées au microscope. Elles sont le résultat d'une compaction relativement importante de la formation.

La faune décrite par F. Doré et *al.* (1993) dans ces lentilles de calcaire oolitique (*Circotheca*, *Fordilla*, *Hyolithides*) donnerait un âge cambrien inférieur, au moins pour le tiers inférieur de cette formation.

Cambro-Ordovicien

Formation continentale du sommet de la série cambrienne

K-01. Formation de Saint-Rémy (anté-Aréniq) : schistes et grès rouges. La Formation de Saint-Rémy est connue dans l'ensemble de la Zone bocaine. La localité type, Saint-Rémy, se trouve au bord de l'Orne sur la feuille Condé-sur-Noireau mais la formation est en fait nettement plus développée dans la partie occidentale de la Zone bocaine. La puissance des pélites et grès rouges s'accroît d'Est en Ouest (de 0 à 50 m d'épaisseur à Falaise, 170 m à Saint-Rémy et 250 m dans la vallée de la Vire). Dans le secteur de la Zone bocaine couvert par la carte, la puissance de la formation est estimée à 200 m.

Sa teinte rouge caractéristique est un bon repère dans le paysage. La vallée de la Druance au Sud de Ferrière-Duval où sont situées plusieurs carrières ainsi qu'un oratoire ($x = 379,2$; $y = 1\ 144,9$) constituent de très bons sites d'observation. La formation affleure également bien à la Troupinière ($x = 382,2$; $y = 1\ 146,6$) à l'Ouest du Mont Pinçon.

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 un mètre. 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 présentent la composition minéralogique suivante : quartz (60 %) dont les grains inférieurs à 0,1 mm sont généralement anguleux, à enduit d'hématite, feldspaths alcalins souvent altérés et quelques plagioclases plus sains (25 à 30 %), et micas (5 % à 10 %) essentiellement représentés par de belles plages flexueuses de muscovite. Au microscope électronique à balayage, on distingue également de la biotite (notamment du lépidomélane). Leur 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 et *al.*, 1987) ont révélé « la présence presque exclusive d'illite ».

De rares figures sédimentaires ont pu être observées dans ce faciès (coulées de liquéfaction ou de fluidité, litages obliques, chenaux).

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, d'où la notation K-01. On sait en effet que ces dépôts sont antérieurs à l'Arénigien, 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, situés dans le Maine.

Ordovicien

02. Formation des Grès de Montabot (Arénig) : arkoses blanches feldspathiques. La Formation de Montabot a été définie au Signal de

Montabot (x = 346,6 ; y = 1 142,75), situé à l'Ouest de Pont-Farcy, sur la feuille Villedieu-les-Poêles. Sur le territoire de la carte Villers-Bocage cette formation affleure de façon discontinue dans le bois du Goulet (x = 376 ; y = 1 147) où elle est prise dans des écaillages, au Nord de la Ferrière-Duval (x = 378,8 ; y = 1 146,1) et où elle disparaît sous la Formation d'Urville (O3), au cœur du synclinal d'Ondefontaine-Mont Pinçon (x = 381,4 ; y = 1 145,6). La Formation d'Urville qui la recouvre est légèrement transgressive.

Les arkoses de la Formation de Montabot sont à grains fins à grossiers, de teinte gris clair, blanchâtres ou légèrement rosées. Elles 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 arkosique repose en concordance sur la Formation de Saint-Rémy (K-O1). 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 présentent une minéralogie relativement peu variée. Elles sont composées à plus de 80 % de quartz et de feldspath. La taille des grains reste inférieure à 100 mm. 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 de quartz, leur orientation parallèle aux feuillettes de micas, et les phénomènes de recristallisation. Les feldspaths (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 %) soulignent assez bien la stratification S_0 ainsi que les petites strates obliques. 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), accessoirement de l'apatite, et de nombreux opaques souvent disposés en petits lits réguliers.

Aucun organisme fossile n'a jusqu'ici été identifié dans cette formation. On y retrouve néanmoins de nombreuses traces d'activités biologiques 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 diffèrent 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). Le problème majeur résulte donc dans la position de cette formation par rapport aux Grès armoricains, d'âge arénigien.

Le problème qui se pose est par conséquent 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 ;
- ou si ces deux formations gréseuses résultent de deux transgressions différentes. La première, celle des Grès de Montabot, serait alors anté-arénigienne (cf. chapitre « Conditions de formations des entités géologiques »).

03. Formation des Schistes d'Urville (Llanvirn) : grès et siltites noires à lentilles ferrugineuses. Anciennement désignée sous le terme de « 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 laquelle s'intercalent plusieurs niveaux de minerai de fer. Cette formation est le témoin de la transgression ordovicienne dans la Zone bocaine. Elle a une puissance d'environ 30 m dont moins de 2 m pour le minerai de fer (pour 130 m dans le synclinal d'Urville dont 7 m de minerai de fer (Robardet, 1981) (feuille Mézidon, Deroin et *al.*, 1999). Quelques anciennes galeries témoignent d'une tentative d'exploitation du minerai au début du XX^e siècle : de part et d'autre des Minières au bord du Roucamp et de son affluent ($x = 381,1$; $y = 1\ 145,6$ et $x = 381,5$; $y = 1\ 145,6$), aux Hauts Vents au bord de la Druance ($x = 379,7$; $y = 1\ 146,2$) et au Mont Pinçon ($x = 382,8$; $y = 1\ 146,5$) (fig. 5, hors-texte).

Deux types de sédiments composent cette formation :

- des 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 tels que l'hydromuscovite et la séricite, et 20 % de quartz. Pour le reste, il s'agit de produits organiques réduits et de quelques grains de chlorite ;
- des grès de couleur gris foncé, se présentant en petits lits très fins, millimétriques, intercalés dans les niveaux plus argileux. Les éléments sont à 99 % des grains de quartz subanguleux. 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 (Torigni-sur-Vire, Vernhet et *al.*, 2000). Le minerai de fer est situé en partie basale de la formation, à une dizaine de mètres environ du mur. Sa faible épaisseur (moins de 2 m en général), constitue une difficulté majeure pour sa représentation cartographique.

Ce minerai est formé 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 sont associées aux oolites chloriteuses, des oolites de plus grande taille à enveloppes où alternent la chlorite et la goéthite.

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 feuillettes des siltites et des grès. Elles s'entrecroisent très fréquemment et sont liées, semble-t-il, à d'anciens terriers de vers, les *Cruziana*.

Au-dessus de la couche de minerai, se développe une série de schistes noirs sub-ardoisiers. 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 murchisoni* situés à la base de la série, dans le synclinal d'Urville, près de Potigny (Robardet, 1981).

04-5. Formation des Grès de May (Llandeilo - Caradoc) : grès quartzitiques blancs à lentilles de psammites blanches. La Formation de May joue un rôle important dans la morphologie bocaine. Les bancs de grès arment les crêtes et constituent les sommets de la région au Mont Pinçon (362 m) et au bois de la Ferrière (298 m). Lorsqu'elle n'est pas affectée par des écaillles tectoniques, la puissance de la formation peut être estimée à environ 250 m. Ces grès ont été exploités en carrières et ont fourni 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 pie » caractéristique.

Dans la Zone bocaine, cette distinction n'est pas possible. La formation se compose de grès quartzitiques blancs à gris clair, localement gris violacé, 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 grès de la Formation de Montabot (O2). 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 foncée et rouge clair). Il s'agit sans aucun doute d'éléments de la Formation d'Urville (O3) remaniés. 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 :

- . des argilites rougeâtres ou noirâtres, bioturbées et d'épaisseur réduite ;
- . des grès fins psammitiques blancs à grisâtres riches en micas blancs, se présentant sous la forme de bancs métriques, 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 des Grès de May (O4-5) se différencie de celle de Montabot (O2) 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 des Grès de May se caractérise par une bioturbation importante et la présence de figures sédimentaires. 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 conforme aux plans de stratification et sont surtout présentes dans les niveaux les plus fins de psammites, qui montrent par ailleurs un important débit en plaquettes de 2 mm d'épaisseur ;
- des rides de courant. Elles correspondent à de petites rides asymétriques qui sont bien représentées sur les surfaces de bancs ;
- des pistes de reptation qui sont fréquentes sur les surfaces à ripple marks surtout quand ces dernières sont recouvertes par une mince pellicule argilomicacée. 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 niveau sableux et d'horizons silto-pélimitiques. Les bancs gréseux contiennent fréquemment des rides de courants. Les bioturbations sont moins représentées que dans le faciès silto-pélimitique où ils sont par endroits très abondants.

À la suite d'une **étude paléontologique** détaillée des différents synclinaux paléozoïques de Basse-Normandie, J.A. Eudes-Deslongchamps, G. de Tromelin et P. de Dalimier (*in* Robardet, 1981) dressèrent, à la fin du XIX^e siècle, une liste relativement exhaustive de tous les fossiles de la Formation de May. Ceux répertoriés dans la localité de Jurques (Torigni-sur-Vire, Vernhet et *al.*, 2000) sont ainsi présentés dans le tableau 1.

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 de May au Llandeilo-Caradoc inférieur.

Silurien indifférencié

s. **Ampélites noires**. Dans la partie orientale de la Zone bocaine comme dans la plupart des synclinaux de la région, les faciès siluriens sont bien

Organismes	Crustacés		Mollusques		Brachiopodes
	Trilobites	Phyllopoques	Céphalopodes	Acéphales	Orthidés
Espèces	<i>Dalmanitina incerta</i>	<i>Ribeira conformis</i>	<i>Exocoenularia pyramidata</i>	<i>Ctenodonta beirensis erratica</i>	<i>Orthis budleighensis davidson</i>
	<i>Eohomalonatus bronniarti serratus vicaryi fugitus</i>			<i>Modiolopsis heraulti dollfusi</i>	
	<i>Plaesiacomia brevicaudata</i>			<i>Orthonota normaniana</i>	

Tabl. 1 - Liste des fossiles de la Formation des Grès de May (O4-5) dans la localité de Jurques.

connus et forment le cœur de ces structures. Les ampélites noires ont ainsi été trouvées :

- au niveau de la ferme de la Bourbe Noire à l'Est du Mont Pinçon (x = 384,7 ; y = 1 145,4) où les ampélites noires et grasses avaient été décrites en contact avec la lentille de Cénomaniens ; elles peuvent actuellement être observées au sol au niveau du site touristique aménagé près de la ferme (ancien four à tuiles) ;
- dans le Bois de la Ferrière où l'on peut observer les ampélites dans les fossés de la D 290 au Sud d'Ondefontaine (x = 377,9 ; y = 1 147,2).

Les **ampélites ou argilites noires**, luisantes, se présentent en petits bancs centimétriques atteignant parfois de 10 à 15 cm. La stratification est cependant très mal exprimée car les faciès sont pincés le long des plans d'un chevauchement dans le Bois de la Ferrière. Elles sont riches en cristaux de pyrite et de marcassite et en traces d'activités biologiques indéterminables. La puissance estimée à l'affleurement est de 20 ou 30 m.

Les anciens auteurs (Lecornu, 1892 ; Bigot, 1946) avaient trouvé des nodules pyriteux avec orthocères et cardioles.

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz : (1) en filons ; (2) en blocs épars (« silex » en terme local). En dehors des filonnets, les filons de quartz de taille respectable restent très limités sur cette coupure. Ils sont essentiellement localisés dans les terrains briovériens notamment pour les principaux au Nord de la commune d'Amay-sur-Seulles (à l'Ouest) près de la ferme de Bieville, au niveau de la ferme du Poirier à l'Ouest de la commune de Hamars (au Sud), également au Sud-Est de Hamars au bord du ruisseau de la Vallée, et au Nord de la commune du Mesnil-au-Grain, près des fermes de Montvarrat et du Champ du Douits.

De direction très variable (N20 à N170°E), ils sont en général démantelés à l'état de gros blocs épars. Ils sont de puissance d'ordre pluridécimétrique à métrique et constitués de quartz blanc laiteux plus ou moins cataclasé. Aucune trace de minéralisation (oxydes ou sulfures) n'y a été décelée. On signalera la présence localement au niveau de certains filonnets (carrière de la Roche Blain près de Laize-la-Ville) de chlorite-carbonates et pyrite associés au quartz (hydrothermalisme).

En dehors de ces filons, le quartz, blanc laiteux est localement abondant à l'état fragmentaire notamment dans les secteurs d'Amayé-sur-Seulles–Saint-Louet-sur-Seulles, entre Landes-sur-Ajon et la rivière Odon, et dans le triangle Maisoncelles-Pelvey–Saint-Georges-d'Aunay et Longvillers. Ces épandages de quartz se situent dans des secteurs fortement tectonisés, faillés, à affleurements de roches cataclasées fréquents (à Maisoncelles-Pelvey, et ferme de Bellondes à l'Est de Saint-Georges-d'Aunay). Ils sont grossièrement alignés selon une direction N60° à N70°, identique à celles des grands accidents cadomiens à rejeu hercynien. Aucun filon majeur n'a été distingué dans le Paléozoïque.

L'âge de mise en place de ces filons est probablement à rattacher en majorité à l'orogénèse hercynienne.

d. Dolérites en filons ou en blocs épars. Plusieurs filons doléritiques ont été reconnus sur le territoire de la carte, sous la forme de dykes sub-méridiens ou de sills, injectés aussi bien dans les formations briovériennes que paléozoïques. Localement, les affleurements sont trop ponctuels pour permettre d'identifier le type de gisement (dyke ou sill ?), et les dolérites sont alors cartographiées en blocs épars (lotissement au Nord de Villers-Bocage ; la Bruyère à l'Ouest de Tracy-Bocage). Outre les filons de ce secteur, dont celui de Tracy-Bocage déjà mentionné sur la 1^{ère} édition de la carte Falaise à 1/80 000 (Lecornu, 1892), les filons les plus caractéristiques sont, d'une part les dykes des carrières de Grès de Caumont (carrière d'Etavaux ; Dangeard et Berthois, 1945 ; carrière de Mouen à cheval sur les cartes Bayeux et Villers-Bocage) et, d'autre part le sill injecté dans les séries briovériennes de la vallée de la Guigne à l'Ouest de Vieux, signalé depuis 1853 par J.A. Eudes-Deslongchamps. Ajoutons que des dykes ont été signalés, anciennement (Bigot, 1938), au flanc sud du synclinal de May injectant les grès de May de la carrière Mège (filon Nord-Sud, épais de 2 m) ainsi que le minerai de fer de la concession de May (filon connu sous le nom de « faille mouchetée », orienté N 20°E, sub-vertical et épais de 5 m). Ces filons décrits comme « porphyrite » et « dacite » paraissent se rattacher au cortège doléritique régional.

Les dykes constituent des filons sub-verticaux, épais de 2 m au maximum, orientés N10° à 30°E, parfois décalés par faille (carrière de Mouen). Ils

possèdent des bordures figées constituées d'un verre brunâtre à texture fluidale dans lequel se rencontrent des phénocristaux de plagioclase plus ou moins calcitisés et des fantômes de minéraux ferro-magnésiens totalement déstabilisés en calcite, chlorite et quartz. Au cœur des filons la texture devient intersertale et se compose de lattes de plagioclase légèrement saussuritisé entre lesquelles cristallisent des clinopyroxènes et des minéraux opaques de nature ferro-titanée. Dans le sill métrique de la vallée de la Guigne se rencontrent, en outre, des prismes automorphes d'olivine intégralement envahis de produits phylliteux ainsi que des amphiboles brunes souvent disposées en périphérie des clinopyroxènes. Enfin, le filon découvert dans les fondations d'un pavillon au Nord de Villers-Bocage est exceptionnel par l'occurrence d'olivine intacte, seulement parcourue de veinules serpentinesuses (Le Gall, 1999).

Cinq analyses chimiques en éléments majeurs et traces ont été réalisées sur quatre filons doléritiques (tabl. 2) : deux dans le sill de la vallée de la Guigne (bordure figée 1584 A ; cœur du filon 1584 B), une sur le dyke de la carrière de Mouen (n° 1712), une sur celui de la carrière d'Étavaux (1681) et, enfin, une dans la dolérite à olivine de Villers-Bocage (1659). Toutes les analyses se caractérisent par des teneurs en fluides élevées (perte au feu : 6 % en moyenne) reflétant le développement de minéraux secondaires hydroxylés. Recalculées sans les fluides, les concentrations en SiO_2 s'échelonnent de 44 à 50 % sauf dans le dyke de Mouen où elle dépasse 54 %, valeur compatible avec le caractère plus différencié du magma alimentant ce filon (MgO : 4,4 %). Les teneurs élevées en fer total et en titane et les faibles concentrations en K_2O dénotent le tempérament tholéiitique du magmatisme. Cette affinité de tholéiite continentale ressort également de l'examen des profils de terres rares qui se distinguent par leur enrichissement en terres rares légères. À l'échelle régionale ce magmatisme du secteur Caen-Saint-Lô se rattache aux venues filoniennes et aux coulées basiques mises en place à la limite dévono-carbonifère en domaine mancellien et dans le bassin de Laval (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall, 1999).

MÉSOZOÏQUE

Les terrains mésozoïques de la feuille Villers-Bocage se rattachent à ceux de la bordure occidentale du bassin de Paris (Mégny et *al.*, 1980). Ils sont transgressifs et discordants sur un socle constitué de siltites et grès protérozoïques formant dépressions et de rides paléozoïques formant des écueils. Cette marge orientale du Massif armoricain va être au cours des temps mésozoïques progressivement transgressée par la mer, ce mouvement global étant contrôlé par des mouvements épirogéniques limités et des variations du niveau marin. Dans le cadre de la feuille, la couverture mésozoïque autrefois continue, a été découpée par les incisions de l'Orne et de l'Odon. Ces deux

	1584A	1584B	1659	1681	1712
SiO ₂	48,03	44,72	45,44	37,58	50,71
Al ₂ O ₃	13,33	12,33	12,89	11,38	14,69
Fe ₂ O ₃	11,60	13,61	11,75	11,67	9,87
MnO	0,13	0,15	0,14	0,18	0,07
MgO	8,10	9,16	10,44	9,13	4,10
CaO	8,39	8,16	9,30	9,83	8,05
Na ₂ O	2,29	2,37	2,93	1,64	2,70
K ₂ O	0,91	1,01	0,81	0,77	0,71
TiO ₂	2,29	3,20	1,86	2,72	2,04
P ₂ O ₅	0,34	0,53	0,33	0,44	0,20
PF	4,71	4,08	3,88	14,33	6,78
Total	100,12	99,32	99,77	99,67	99,92
Ba	206	174	245	483	233
Co	40	45	48,9	50,6	36,7
Cr	410	367	425	439	223
Cu	710	83	75,2	77,6	31,6
Nb	23	42	21,6	30,9	8,55
Ni	194	234	277	326	110
Rb	31	37	22,5	15,6	19,68
Sc	25,5	23,2	19,2	17,2	nd
Sr	285	416	337	575	304
Th	< 5	< 5	3,09	3,27	1,55
V	250	278	235	253	187
Zn	101	121	100	113	121
Zr	148	221	129	201	118
La	17,88	26,84	19,83	23,16	9,19
Ce	44,87	62,78	40,98	52,91	19,96
Pr	nd	nd	4,9	6,43	2,52
Nd	20,63	30,66	20,24	28,25	11,86
Sm	5,53	7,69	4,78	6,77	4,24
Eu	1,91	2,64	1,57	2,26	1,57
Gd	5,23	7,38	4,22	6,09	6,05
Tb	nd	nd	0,65	0,89	0,89
Dy	4,54	5,50	3,51	4,81	5,21
Ho	nd	nd	0,74	0,91	1,1
Er	2,00	2,24	1,78	1,83	2,64
Tm	nd	nd	0,228	0,238	0,39
Yb	1,63	1,56	1,435	1,503	2,12
Lu	0,30	0,29	0,209	0,191	0,31
Y	26,42	29,58	19	21,6	28,4
La/Yb	10,96	17,2	13,8	15,4	4,33

Tabl. 2 - Compositions chimiques (éléments majeurs en pourcentages ; éléments en traces et terres rares en ppm) de quatre filons doléritiques de la carte Villers-Bocage (emplacements : cf. texte « roches filoniennes »).

cours d'eau ont ainsi isolé trois plateaux distincts, doucement inclinés vers le Nord-Est, dominant par une cuesta le substrat anté-secondaire : le plateau de Noyers-Bocage–Monts-en-Bessin, le plateau d'Evrecy–Vacognes-Neuilly et le plateau de Cesny-Bois-Halbout–le Cinglais. Au plan stratigraphique, on peut distinguer quatre grands cycles au cours du Mésozoïque : le Trias à caractère continental, qui voit les premiers comblements des dépressions, le Lias qui correspond aux premières avancées de la mer jurassique, le cycle aalénien-bajocien qui déborde le précédent, enfin le cycle bathonien qui, dans le cadre de la feuille, représente le maximum d'avancée marine.

Trias

t6. Argiles panachées, sables, cailloutis, conglomérats (Trias supérieur) (0-16 m). Les terrains triasiques présents sur la feuille Villers-Bocage se rattachent à un ensemble plus large de dépôts continentaux fluviatiles qui comblent, en discordance sur le socle cadomo-varisque, les secteurs les plus bas d'une large dépression s'étendant depuis la région de Carentan au Nord-Ouest jusqu'à celle de Falaise au Sud-Est (fig. 2, hors-texte). Dans l'emprise de la feuille, les affleurements de Trias se situent principalement au Nord et à l'Est. Ils s'y développent en fait selon l'axe d'une large gouttière constituée de schistes briovériens, d'orientation NW-SE, limitée au Nord-Est par le synclinal paléozoïque de May-sur-Orne. Ils y déterminent un paysage de pâturages et de bois où les rares affleurements laissent transparaître une couleur rougeâtre caractéristique. La topographie est molle car la formation est généralement peu consolidée.

Au niveau du Briovérien, deux placages formant des îlots aux sommets des buttes subsistent encore au Nord d'Anctoville à l'Ouest et au Nord de Landes-sur-Ajon, près de la confluence entre l'Ajon et l'Odon. Quelques épandages résiduels de galets triasiques sont également visibles dans les secteurs de Villy-Bocage, Tracy-Bocage, Amayé-sur-Seulles, Feuguerolles-sur-Seulles et Landes-sur-Ajon.

Sous les dépôts du Trias, les formations schisteuses protérozoïques sont fréquemment profondément altérées en argile de couleur beige rosâtre où la structure est toujours conservée (isaltérite), sur plusieurs mètres d'épaisseurs, témoignant d'une phase d'altérations pré-triasiques. Ceci est particulièrement visible de part et d'autre de la vallée de l'Orne, en rive droite, entre Amayé-sur-Orne et la Caine, et en rive gauche au niveau de la forêt de Grimbois. Ce fait est également reconnu en sondage, attestant bien de l'antériorité de l'altération par rapport aux dépôts triasiques.

Les principaux faciès rencontrés sont des argiles panachées fortement plastiques, aux couleurs bariolées, rouges, vertes et blanches, des sables

fins ou sablons, des sables grossiers à stratifications obliques, des conglomérats. Les éléments détritiques sont bien émoussés mais mal classés. Les galets des conglomérats sont constitués de quartzites divers, fréquemment paléozoïques, de quartz filonien, de phanites noires, de grès variés, plus rarement de grauwackes. Les galets de quartzite paléozoïque, de couleur rose à rouge, présentent encore une forme polyédrique à face plate mais aux angles très émoussés. Il n'est pas rare de les trouver flottants et isolés au sein des passées d'argile. Le sable est presque toujours grossier et moyennement classé, constitué de grains de quartz et quartzite, souvent colorés et cimentés par des oxydes de fer. Des intercalations de lignites et de débris végétaux viennent compléter cet ensemble à caractère continental et fluviatile affirmé. Des aquifères de petites dimensions, du type poreux, sont souvent présents au sein de la formation.

Les corps sédimentaires sont lenticulaires, sans continuité latérale, rendant toute tentative de stratigraphie détaillée. On ne relève pas de tendance évolutive dans la distribution granulométrique, tant verticalement que latéralement. Ces faciès fluviatiles étroitement imbriqués, avec de rapides variations latérales suggèrent une distribution liée à un système chenalissant de haute énergie.

Les coupes dans le Trias sont rares et les bons affleurements ne se trouvent qu'à l'occasion de travaux en carrière où la formation a été exploitée comme matériaux de construction, notamment les faciès sablonneux. Le tableau 3 fournit les principales caractéristiques concernant l'épaisseur relevées dans les sondages de la Banque de Donnée du Sous-Sol

N° BSS	X	Y	Épaisseur	Commune
145-1-0004	383,200	1 162,250	13,0+	Monts-en-Bessin (les Fains)
145-2-0001	387,500	1 161,800	16,0	Noyers-Bocage
145-2-0002	383,720	1 160,870	13,6	Villy-Bocage (les Fains)
145-2-0003	386,160	1 160,950	15,2	Noyers-Bocage
145-2-0004	386,400	1 162,450	11,0+	Monts-en-Bessin (la Bretonnière)
145-2-0005	386,120	1 160,955	11,5	Noyers-Bocage
145-2-0006	385,980	1 160,970	10	Noyers-Bocage
145-2-0007	385,870	1 161,160	15	Noyers-Bocage
145-2-0018	387,470	1 162,940	12,7	Noyers-Bocage
145-2-0020	386,230	1 161,790	14,5	Noyers-Bocage
145-2-0021	386,520	1 161,490	10,0	Noyers-Bocage
145-2-0024	387,480	1 162,950	15,0	Noyers-Bocage (Bellejambe)
145-3-0053	393,840	1 157,770	11,0	Evrecy (Bosc-du-Fay)
145-3-0055	391,240	1 158,570	4,5	Evrecy (les Toques-Bœufs)
145-3-0056	393,810	1 157,760	10,0	Evrecy (les Longues-Arcres)
145-3-0058	392,230	1 158,440	8,0+	Evrecy (la Prébende)
145-8-0011	401,950	1 149,700	4,2	Les Moutiers-en-Cinglais

Tabl. 3 - Épaisseur du Trias dans les sondages BSS
(les épaisseurs suivies d'un signe + indiquent que le sondage n'a pas traversé entièrement la formation).

(BSS) pour cette formation. On constate que celle-ci varie entre 10 et 16 m dans la région de Monts-en-Bessin–Noyers-Bocage et diminuent globalement en direction d'Evrecy et du Cinglais.

L'un des affleurements les plus représentatifs est localisé à Fains, à deux kilomètres au Nord-Ouest de Monts-en-Bessin, dans une ancienne exploitation en partie souterraine ($x = 383,260$, $y = 1\ 160,930$) où une excavation a été creusée dans les sables à stratification entrecroisée du Trias sur une épaisseur de 10 m, sous la dalle de calcaire jurassique qui sert de toit.

Dans le secteur d'Evrecy, cette formation affleure largement à Neuilly-le-Malherbe, Bougy, Landes-sur-Ajon (Bigot, 1949 ; Rioult, 1957 ; Vattier, 1956). Actuellement, les carrières de Neuilly-le-Malherbe ($x = 390,5$; $y = 152,25$) et d'Ajon sont les seules montrant encore des coupes accessibles dans le Trias et le contact avec le Lias. De bas en haut s'observent :

- alternance de niveaux sableux et de galets à stratification oblique ;
- sables très fins et argiles panachées, ravinant les couches inférieures ;
- sables à stratification oblique d'une épaisseur de 0,25 à 0,30 m ;
- grès à ciment calcaire (10-12 cm) ;
- poudingue à ciment calcaire et ferrugineux daté du Pliensbachien.

Dans le premier ensemble, certains éléments dépassent une longueur de 0,7 m (blocs) et offrent un indice d'éroussé assez élevé. La médiane des sables atteint 0,25 mm. Le litage peut présenter une pente de 22° et le sens de l'écoulement se faisait vers une direction ENE. Ces dépôts se sont faits en milieu continental sous un régime torrentiel à fluvialite.

Les occurrences de Trias dont la distribution spatiale est contrôlée par l'organisation des rides étroites paléozoïques et des larges gouttières schisteuses briovériennes en dépression, se retrouvent vers le Nord sur la feuille Bayeux où les épaisseurs extrêmes oscillent entre 0 et 30 m. Un même ordre de grandeur est rapporté sur les feuilles Falaise et Mézidon. Il faut arriver dans le bassin de Carentan (feuille Sainte-Mère-Eglise, levers en cours) pour voir se développer un complexe triasique à la fois plus épais et plus différencié. Dans ce secteur, la formation s'organise en une séquence de comblement avec à la base des dépôts détritiques grossiers fluvialites (assise d'Eroudeville) et au sommet des dépôts fluvialites à laguno-lacustres (assise d'Airel). Ces deux unités sont rapportées (Pareyn, 1980) respectivement au Norien sur la base de données palynologiques contestées (Aubry, 1982 ; Baize et *al.*, 1997) et au Rhétien sur la base d'un ensemble faunistique (Pareyn et Larsonneur, 1960 ; Larsonneur, 1962 ; Rioult, 1964). En l'absence d'éléments de datation dans la région de Villers-Bocage, le Trias pourrait y être attribué,

par analogie aux cartes voisines (formation d'Eroudeville-région de Sainte-Mère-Eglise, cf. feuilles Carentan et Balleroy) au Trias supérieur.

Cet ensemble indépendant des séries de la province occidentale du bassin de Paris, d'origine continentale fluviale, témoigne de la destruction des reliefs hercyniens avant la transgression marine du Lias. De nature peu consolidée, ce stock facilement remobilisable, alimentera une bonne partie de la sédimentation détritique des périodes ultérieures, jusqu'aux périodes récentes plio-quadernaires.

Jurassique

Les formations d'âge jurassique de la feuille Villers-Bocage, sont essentiellement représentées par des sédiments carbonatés et argilo-carbonatés témoignant de la transgression progressive du milieu marin sur cette bordure orientale du Massif armoricain (fig. 2, hors-texte). Les premiers dépôts sont rapportés au Sinémurien, l'Hettangien n'étant pas connu et vraisemblablement absent sur cette zone. L'un des éléments caractéristiques de cette période est la présence d'écueils constitués par des synclinaux paléozoïques dont l'armature gréseuse forme des crêtes entre de larges dépressions schisteuses protérozoïques. Sur le territoire de la feuille, sont représentés, le synclinal d'Urville dont la fermeture se suit dans la région des forêts du Cinglais et de Grimbosq et le synclinal de May-sur-Orne, au Nord-Est, où l'exploitation des grès cambriens et ordoviciens a permis des observations détaillées et nombreuses (Riout, 1957, 1959, 1968). La distribution des faciès carbonatés au cours du Jurassique va être en grande partie contrôlée par ces hauts fonds. En dehors des écueils, la succession et la répartition des différentes formations jurassiques et de leurs membres sont peu sujets à variation et montrent une grande homogénéité dans les faciès. Des niveaux repères d'épaisseur métrique (banc de Roc, Oolite ferrugineuse de Bayeux) s'y suivent avec une grande régularité (fig. 6, hors-texte). Cependant, on constate un amincissement généralisé des séries depuis le Nord-Est vers le Sud-Ouest, corrélative à une augmentation de la proportion des ooïdes ferrugineux. On passe ainsi du domaine de plate-forme externe ouverte typique du Bessin et de la Campagne de Caen, à un domaine plus interne. En domaine d'écueil, les séries jurassiques sont souvent condensées, télescopées, remaniées et présentent des interrelations complexes, s'enrichissant en contenu faunistique et se diversifiant en faciès, rompant ainsi avec la monotonie des dépôts de plate-forme qui prévaut partout ailleurs.

Sujets à des variations d'épaisseur et des changements de faciès très rapides, les contextes sédimentaires d'écueils qui ont été amplement décrits par les géologues normands, méritent d'être présentés séparément. Les coupes ont été ou sont encore accessibles dans un certain nombre de carrières qui jalonnent

le tracé du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne, qu'il s'agisse des anciennes exploitations pour le minerai de fer ordovicien ou des exploitations actuelles des grès cambriens pour granulats. Étant fréquemment référencées dans les ouvrages anciens, mais n'étant pas pour autant portées sur les documents topographiques actuels, il n'est pas inutile de proposer un bref recensement de ces zones d'extractions. On relève du Nord vers le Sud, la carrière d'Etavaux au Nord de Saint-André-sur-Orne (en activité actuellement), la carrière de Feuguerolles-sur-Orne ou carrière Guérin, en rive gauche de l'Orne (abandonnée mais encore accessible), les anciennes carrières de Laize-la-Ville dont celle du Genest à l'Est et la carrière Jouven ($x = 401,650$; $y = 1\ 157,550$) à l'Ouest (toutes deux abandonnées mais accessibles). D'autres excavations aujourd'hui comblées sont mentionnées dans les études des auteurs et peuvent être plus ou moins bien localisées. Il en va ainsi de l'ancienne carrière comblée de Saint-André-sur-Orne ($x = 401,600$; $y = 1\ 160,850$), au Sud-Ouest du village, dans la descente vers l'Orne, de la carrière du Diguët entre Saint-André et May ($x = 401,900$; $y = 1\ 160,200$), de la carrière des fours à chaux de May-sur-Orne ($x = 402,600$; $y = 1\ 159,000$) et de la carrière Houel-Cavale à May-sur-Orne sur la D 41b ($x = 402,600$; $y = 1\ 158,750$).

l2. **Calcaires à gryphées (Sinémurien)** (0-5 m). Ces couches représentent les premiers témoins de la transgression marine jurassique sur la feuille Villers-Bocage. Elles ne sont présentes qu'au Nord de la feuille, dans la région de Monts-en-Bessin, en bordure de la cuesta surmontant la rive gauche du ruisseau du Coisel et aux alentours de Fains où de nombreuses anciennes petites carrières sont encore visibles.

Sous la formation des Calcaires à bélemnites du Pliensbachien qui les débordent dans la région de Fain, les Calcaires à gryphées s'individualisent mal dans cette région et présentent des faciès peu différents de ceux qui les surmontent. Leur distinction dans ce secteur est plus fondée sur des critères paléontologiques que lithologiques. Les faciès les plus caractéristiques sont constitués par des calcaires argileux gris ou blancs bioturbés, des argiles et marnes noires pyriteuses. La présence de gryphées de l'espèce *Gryphea arcuata*, courbes et à fort crochet, permet de les différencier des terrains plienschachiens où les gryphées ont généralement des formes plus plates. Des intercalations de lumachelles sont également courantes. Les alternances d'argile et calcaire, très spécifiques de la formation, décrites par M. Rioult (1968) et G. Fily et al. (1989) qualifiées de « castine » par les carriers, n'ont pas été rencontrées dans le cadre des levés.

Au-delà de Fain, vers le Sud, la formation se fond dans les niveaux détritiques (calcaires gréseux, calcaires microconglomératiques) de la base du Lias transgressif. Il est probable que l'épaisseur maximum de cette formation dans le cadre de la feuille n'excède pas 5 m.

À Fain, dans une carrière en partie souterraine (x = 383,260 ; y = 1 160,930), peut s'observer le contact des premiers bancs sinémuriens sur les sables triasiques. Au toit de l'excavation creusée dans les sables du Trias s'observe une dalle de calcaire jurassique. Le premier banc sinémurien (Riout, 1968) est constitué par un calcaire gréseux et conglomératique de 0,20 à 0,40 m d'épaisseur. Il est surmonté par 0,20 m de sable remanié du Trias, puis par 0,60 m de calcaire argileux gris-bleu à oolites rouges lisses, qui appartient déjà probablement au Pliensbachien.

Cette sédimentation argilo-calcaire du Sinémurien traduit un régime de fonds marins abrités avec huîtres et fousseurs, parfois terrigène et rythmique indiquant un milieu peu profond de vasière littorale.

La formation peut se suivre vers le Nord et l'Ouest sur les feuilles de Bayeux-Courseulles où elle atteint 20 m de puissance, Grandcamp-Maisy et Balleroy, où elle atteint 30 m d'épaisseur, puis elle se développe en direction du Cotentin où elle a été reconnue sur une centaine de mètres d'épaisseur.

l3. Calcaires et marnes à bélemnites (Pliensbachien) (2-10 m). Pliensbachien en dehors des écueils. La formation des Calcaires à bélemnites est classiquement subdivisée en trois membres qui sont de bas en haut :

- à la base les calcaires à *Cincta numismalis* (ex. : *Terebratulina numismalis*, Carixien inférieur à moyen), micrite bioturbée à pelloïdes ferruginisés ;
- à la partie médiane, les marnes et calcaires à bélemnites (Carixien supérieur à Domérien basal), alternance de passées marneuses et de bancs calcaires ;
- le banc de Roc sommital (Domérien supérieur), calcaire biosparitique fossilifère dur formant ressaut.

Cette différenciation est bien exprimée dans la zone du plateau de Montsen-Bessin-Noyers-Bocage où elle reflète la succession connue dans le Bessin plus au Nord. En revanche vers le Sud sur les plateaux de Vacognes-Neuilly, puis de Cesny-Bois-Halbout, les deux membres supérieurs disparaissent progressivement au profit d'un ensemble de calcaires boueux bioturbés, limoniteux, très riches en pelloïdes ferruginisés.

Les couches à *Cincta numismalis* (formation distinguée dès 1865 par E. Eudes-Deslongchamps) sont constituées par des calcaires micritiques de couleur sombre bleutée (texture wackestone à packstone) finement bioclastiques à pelloïdes ferruginisés isolés et flottants, en bancs bioturbés plus ou moins épais (0,10 à 0,80 m), alternant avec des marnes noires à bélemnites et quelques gryphées. Les nombreux pelloïdes sont bien calibrés et dispersés dans la matrice. Les bioclastes sont des gastéropodes, brachiopodes, radioles micritisés d'échinodermes, plaques de tests d'oursins,

de bivalves en baguettes allongées, souvent difficiles à distinguer de la matrice qui contient des filaments dispersés. Beaucoup de ces bioclastes sont ferruginisés et tous les stades intermédiaires existent, depuis les bioclastes non altérés jusqu'aux pelloïdes ferrugineux. Une fine phase détritique sous forme de sables très fins, quartzeux et de plus rares sables grossiers, voire de petits graviers polycristallins est présente. Quelques rares grains de glauconie détritique de petite taille sont dispersés dans la matrice. Tous ces éléments flottants dans la pâte micritique sont secondairement reconcentrés par la bioturbation.

Les marnes et calcaires à bélemnites sont constitués par une alternance de passées marneuses parfois épaisses (jusqu'à 1 m), de gros bancs calcaires précurseurs du banc de Roc terminal, et de calcaires micritiques à pelloïdes ferrugineux récurrents. Les marnes sont feuilletées, grisâtres, à nombreuses et grosses bélemnites et empreintes d'ammonites. Les bélemnites sont parallèles à la stratification et tronçonnées.

Le banc de Roc, terminal, mesure 0,80 à 2 m d'épaisseur. Cet ancien terme de carrier, utilisé dès le début du XIX^e siècle par les géologues normands (A. de Caumont, M. Hérault), désigne un faciès calcaire très résistant, fossilifère, biosparitique à texture grenue, riche en grosses bélemnites couchées dans la stratification, brachiopodes et bivalves. Sa base correspond souvent à une discontinuité (surface de ravinement ?) marquée par des éléments remaniés, de même que son sommet. Le corps du banc est lui-même constitué par deux à trois couches amalgamées (la base du banc supérieur moule les irrégularités de la surface du banc inférieur). De nombreux brachiopodes reposent parfois sur sa surface sommitale. La bioturbation est importante et diversifiée avec des terriers horizontaux (*Teichichnus*, *Platoniles*) et des *Diplocraterion*. Sa partie supérieure contient souvent des passées d'oolites ferrugineuses et montre fréquemment une surface durcie, ferrugineuse, à perforations et traces d'usure. Le microfaciès correspond à une biosparite à biopelsparite à texture de packstone se caractérisant par la grande abondance des bioclastes (plus de 50 %). Ces derniers sont représentés par des brachiopodes à coquilles ponctuées, bivalves, foraminifères, articles ovoïdes d'échinodermes dont des articles de crinoïdes, bivalves souvent ferruginisés. Les bioclastes sont parfois micritisés et beaucoup d'entre eux sont à l'origine de pelloïdes micritisés ou ferruginisés. Le ciment est sparitique. Il s'agit en fait d'un ancien sable coquillier calcaire grossier, qui a été brassé, lavé, trié, classé par l'action des vagues. Ce matériau poreux, dépourvu de tout apport quartzeux, a été secondairement pris dans un ciment cristallin sparitique.

Les calcaires ferrugineux qui font place à ces trois membres vers le Sud sont des biomicrites limonitiques bioturbées à abondants pelloïdes ferrugineux. Les très nombreux bioclastes sont de tailles moyennes et assez bien triés (bivalves,

brachiopodes ponctués, échinodermes). Ces bioclastes sont ferruginisés et se transforment en pelloïdes ferrugineux. Une charge détritique sous forme de sables de quartz monocristallins, hétérométriques, subanguleux à subarrondis mais n'excédant pas 5 % est présente. La périphérie de certains de ces grains présente une ferruginisation incomplète. Tous ces éléments figurés sont dispersés dans une importante matrice micritique et redistribués par la bioturbation. Ces microfaciès carbonatés sont secondairement altérés par une ferruginisation tardive attaquant le ciment calcitique.

Le faciès « Bessin » différencié du Pliensbachien peut s'observer au Nord de Monts-en-Bessin, dans différentes carrières situées entre le Glais, les Landes, les Houilles. Dans les anciennes carrières du Glais, les marnes à bélemnites sont visibles sur 6 m, le banc de Roc sommital atteignant 2 m.

Sur la route de Missy au Haut des Forges les calcaires plienschbachiens se chargent en sables et galets remaniés du Trias. E. Eudes-Deslongchamps (1865, p. 52) signale dans cette localité une mâchoire d'*Ichthyosaurus* incomplète et mesurant néanmoins plus d'un mètre de longueur, provenant du banc de Roc domérien.

Dans la côte du Bas des Forges, M. Rioult (1968) a relevé la coupe suivante grâce à plusieurs excavations :

- 0,50 m de sables ferrugineux rougeâtres, triasiques ;
- 0,15 à 0,20 m de conglomérat à ciment calcaire ou sableux et ferrugineux et galets de grès et de quartzites assez arrondis. À peu de distance au Sud, se trouvait une dalle de conglomérat à ciment calcaire et ferrugineux supportant une valve de plicatule (*Harpax* sp.) et une valve de *Liostrea* sp., fixées sur une surface à petites perforations de pélécytopodes lithodomes ;
- 0,15 m d'argile sableuse ;
- 0,45 m de gros bancs de calcaire dur, gréseux, gris-jaune, avec petites *Liogryphaea*, brachiopodes et bélemnites ;
- 0,10 m de calcaire gréseux à grains de limonite, séparé du banc calcaire sous-jacent par un délité d'argile sableuse ;
- 0,40 m de calcaire en petits bancs de 10 cm, alternant avec des argiles, calcaires à bélemnites, ne contenant plus de petits grains de limonite ;
- banc de Roc, riche en bélemnites et brachiopodes.

L'ancienne carrière située à 500 m au Sud-Ouest de l'église de Bougy, en bordure de la route d'Evrecy, a permis à M. Rioult (1968) de lever une coupe au contact du Lias et du Trias. La succession est la suivante :

- les schistes briovériens, terminés par une couche d'altération argileuse, ont été atteints dans un puisard ;
- 5 à 6 m de sables à stratifications obliques ou de chenaux, indiquant un

sens d'écoulement N20° et lentilles de galets. À la partie supérieure, des poches d'argiles rouges pénètrent dans les sables, sous les calcaires du Lias. Le contact du Pliensbachien sur le Trias est assez régulier, la surface limite étant nivelée ;

– 0,65 à 0,85 m de marnes sableuses à grains ferrugineux, galets remaniés du Trias et croûtes ferrugineuses, encadrant un banc de grès calcaire dur à grains ferrugineux. Les divisions suivantes ont été distinguées :

. 0,10 à 0,20 m de marnes sableuses, plus ou moins consolidées par des oxydes ferrugineux et de la calcite, contenant des galets de grès et de quartzite, remaniés du Trias, et des croûtes ferrugineuses. On y trouve des bélemnites tronçonnées et des fragments d'huîtres ;

. 0,30 à 0,35 m de grès calcaire dur, sonore, à grains ferrugineux, percé de tubulures du type *Diplocraterion* et dont le grain est plus grossier à la partie inférieure ;

. 0,25 m de marnes à grains ferrugineux oolitiques, à galets remaniés des assises antérieures et fossiles enduits de limonite, à ammonites, brachiopodes et *Liogryphaea* ;

– 3,50 à 4 m de calcaires et marnes sableuses en alternance, se subdivisant comme suit :

. 0,80 m de calcaires finement gréseux et marnes sableuses à brachiopodes ;

. 0,80 m de calcaires marneux à grains ferrugineux au sommet, avec deux bancs plus gros à la partie inférieure. Les marnes contiennent des bélemnites roulées ;

. 0,80 m de calcaires à bélemnites, en petits bancs à délits argileux ;

. 0,80 m formant le banc de Roc typique, de calcaires à grains ferrugineux plus ou moins oolitiques à nombreux terriers d'organismes fouisseurs partant de la surface terminale et s'étendant sur plus de 20 cm de hauteur. On trouve des ammonites à la base dont *Amaltheus margaritatus*, des tronçons de bélemnites au milieu, et de nombreux brachiopodes et bivalves au sommet.

Le même auteur a pu relever les coupes partielles suivantes dans ***deux carrières de sable de construction, situées à peu de distance au Sud-Est de Neuilly-le-Malherbe.***

– argile sableuse, blanche ou grise, avec passées rougeâtres, sables, argiles et galets du Trias ;

– poudingue de galets fluviaux peu remaniés de quartzite silurien, quartz et grès cambriens, schistes ou grès briovériens. Le ciment calcaire fin jaune ou gris, contient des fragments d'oxyde de fer, ressemblant à des croûtes brisées ;

– argile calcaro-sableuse, avec galets, mais à grains ferrugineux plus petits, contenant des croûtes grésio-ferrugineuses obliques (gryphées, rhyncho-nelles).

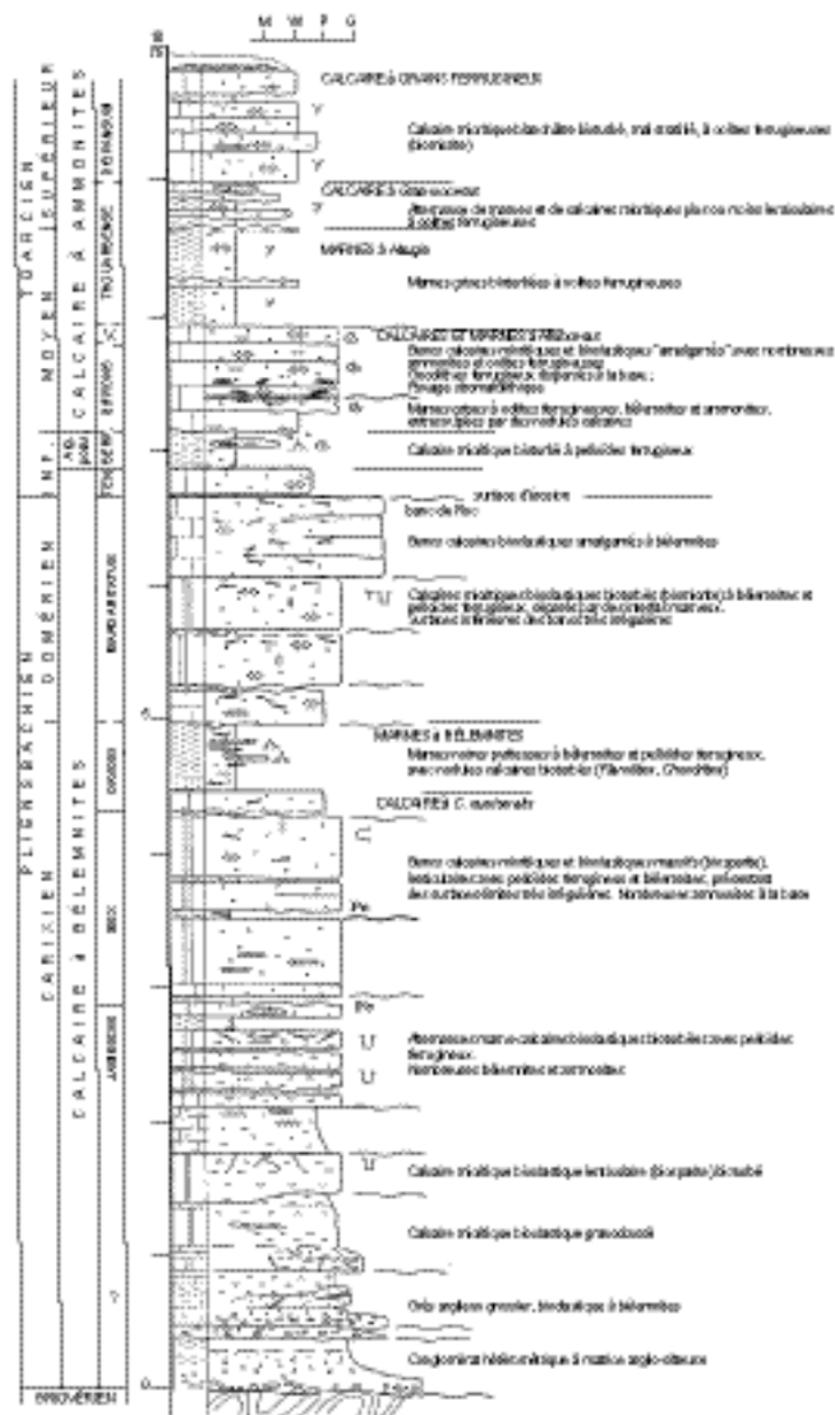


Fig. 7 - Coupe géologique détaillée de la série jurassique inférieur et moyen dans la carrière de la Roche Blain (Fresnoy-le-Puceux) : série jurassique située en contrebas des écueils paléozoïques (d'après Savary, 1956)

On peut observer sur les galets des valves fixées de plicatules ou huîtres ;
– calcaire jaune avec nombreux petits granules ferrugineux, à nombreuses rhynchonelles et gryphées ;
– calcaire altéré à gryphées.

À Tournay-sur-Odon, J. Morière (1869), mentionne la découverte de restes végétaux, assez bien conservés pour être décrits sous le nom de *Cycadeoidea micromelya* (genre *Platylepis*).

Le Pliensbachien d'Evrecy était exploité autrefois pour la chaux, à ***l'Est de la route menant à Sainte-Honorine-du-Fay et au Sud de l'église***. M. Rioult (1968) rapporte la coupe suivante :

- les schistes briovériens argileux et altérés au sommet sont visibles près du pont sur la Guigne ;
- 1-2 m de conglomérat de galets et sables plus ou moins remaniés du Trias comblent les inégalités du socle ;
- 9 m d'une alternance de petits bancs de calcaires argileux et de marnes parfois sableuses à brachiopodes dont *Cincta numismalis* ;
- 2 m formés par un gros banc de calcaire à grains ferrugineux, à minces délits marneux et un banc de calcaire marneux, séparés par des marnes à bélemnites, brachiopodes et ammonites ;
- 1,50 m formant le banc de Roc, calcaire gréseux dur à petites oolites ferrugineuses avec à la base les ammonites caractéristiques dont *Amaltheus margaritatus* et au sommet les brachiopodes habituels.

À ***la Caine***, M. Rioult a pu détailler le sommet du Pliensbachien aujourd'hui masqué. Il se décompose comme suit :

- 0,40 m de calcaire gréseux à grains ferrugineux oolitiques, graviers et galets remaniés du Trias ;
- 0,70 à 0,80 m de calcaires argileux à bélemnites, à minces inter-bancs argilo-sableux ;
- 0,60 m de calcaires plus argileux à grains ferrugineux et bélemnites et ammonites. La partie inférieure est plus marneuse et moins oolitique. Les délits argileux sont peu épais ;
- 1 m de banc de Roc, formé de calcaire jaunâtre ou gris, dur, gréseux, à petites oolites ferrugineuses avec des niveaux à brachiopodes caractéristiques au sommet et des ammonites.

L'une des coupes les plus représentatives du Pliensbachien en dehors des zones d'écueils peut être levée à ***la carrière de la Roche Blain*** (fig. 7), sur la commune de Fresney-le-Puceux (Dugué *et al.*, 1997). Le Lias y est visible sur 6 à 8 m, en discordance sur les grès et schistes du Briovérien qui

affleurent dans une cuvette entre les synclinaux paléozoïques de May-sur-Orne au Nord et d'Urville au Sud. On relève :

– les Calcaires à *Cincta numismalis* sont épais de 4,6 m. Les premiers dépôts sont détritiques, avec des séquences granodécroissantes, conglomératiques à gréseuses, passant progressivement vers le haut à des grès argileux à bélemnites et bivalves. Les matériaux détritiques proviennent essentiellement du remaniement de cailloutis triasiques. Ils sont surmontés par des alternances marno-calcaires bioclastiques à pelloïdes ferrugineux. Les bioclastes sont constitués par des bivalves, de nombreux échinodermes, des foraminifères benthiques dont certains sont ferruginisés. Les interbanks marneux diminuent d'épaisseur vers le haut au profit des bancs calcaires. Ces derniers sont lenticulaires à grande échelle et présentent de multiples variations de faciès. Les surfaces supérieures et inférieures des bancs sont très irrégulières. Ces dépôts sont intensément bioturbés, la macrofaune est limitée à des bélemnites, brachiopodes, bivalves et ammonites ;

– les Marnes à bélemnites (Carixien sup. à Domérien inf.) sont visibles sur 0,5 m. Il s'agit de marnes noires pyriteuses bioclastiques avec de nombreuses bélemnites et éléments d'encrines, s'enrichissant en petits pelloïdes ferrugineux vers le haut. La bioturbation est intense. Ces marnes sont entrecoupées par des cordons de nodules de calcaires argileux aplatis à *Chondrites* et *Planolites* ;

– le banc de Roc (Domérien) est épais de 1,7 m. Ce niveau repère régional débute ici par un empilement de bancs calcaires décimétriques (biomicrite bioturbée), riche en bélemnites et oolites ferrugineuses, qui sont séparés par des minces interlits marneux. Vers le haut, les bancs calcaires (biosparite) deviennent plus massifs et amalgamés, avec des surfaces limites irrégulières. La partie supérieure est très riche en pelloïdes ferrugineux, ammonites et bélemnites. Cette unité calcaire est terminée par une surface d'érosion.

Entre Esquay-Notre-Dame et Vieux, la diminution d'épaisseur de la formation et l'envahissement par les faciès ferrugineux à pelloïdes sont nettement sensibles, dans la tranchée de la D 36, au lieu-dit la Morinière, ou au Sud de Vieux, dans la tranchée de la D 212 au lieu-dit le Moulin d'Olivet. Les calcaires et marnes à bélemnites, sur 5 à 6 m d'épaisseur, sont constituées par des alternances de bancs marneux décimétriques riches en bélemnites, en alternance avec des calcaires boueux micritiques limoniteux riches en traînées et amas de pelloïdes ferrugineux redistribués par une intense bioturbation. La macrofaune est constituée par de grands bivalves dont des pectinidés. Le banc de Roc sommital, sur 1 à 2 m d'épaisseur, avec ses caractères habituels est encore présent dans ces localités. Cependant il disparaît vers le Sud et on ne le retrouve plus au-delà de Saint-Laurent-de-Condol.

À Courmeron, au-dessus de la scierie, le Pliensbachien, dont l'épaisseur peut être estimée à 5 m, est constitué à la base par une alternance de

calcaires gréseux et argileux à bélemnites et de sables roux remaniés du substrat triasique et au sommet par des calcaires à grandes bélemnites et pectinidés. Le banc de Roc sommital est absent.

À Croisilles dans la tranchée de la route, descendant vers l'Ouest depuis la Forge à Cambro, la formation entre socle et Toarcien fossilifère ne mesure plus que 3 m, en l'absence du banc de Roc sommital.

Aux Champs Goubert (au Nord de Sainte-Honorine-du-Fay), les conglomérats pliensbachiens reposent sur le Trias. Au Nord de l'église de Saint-André-sur-Orne, la Formation des Grès feldspathiques (K3C) est recouverte en discordance par le Pliensbachien. Le Calcaire à bélemnites affleure au Nord de cette localité, au lieu-dit le Fond du Vallet.

L'épaisseur estimée en carrière et par les sondages est de 10 m pour la totalité de la formation dans la zone nord, proche du Bessin. Elle se réduit à moins de 7 m vers l'Est, à la carrière de la Roche Blain et dans la région de Vieux-Esquay-Notre-Dame. Le banc de Roc occupe en général le ou les deux derniers mètres sommitaux. Vers le Sud dans la région de Croisilles et Bois-Halbout, elle n'est plus que de 3 à 4 m, le banc de Roc ayant disparu.

Les extensions les plus au Sud-Ouest du Pliensbachien sont localisées en rive gauche de l'Ajon, sur trois buttes dominant les villages de Maisoncelles-sur-Ajon et Montigny. Les Calcaires à bélemnites s'y présentent à l'état de nodules résiduels exhumés par les labours au sein des argiles d'altération. Signalons enfin que M.J. Graindor (1957) a mentionné l'existence de gros blocs volants de calcaire pliensbachien au Mesnil-de-Montigny. M. Rioult (1968) mentionne pour sa part, d'autres blocs de calcaire, non en place, observés dans le lit d'un ruisseau au Nord-Est de Jurques, par J. Coulombel au cours de recherches inédites.

l3E. **Faciès d'écueils du Pliensbachien.** La surface basale de transgression des différents niveaux du Paléozoïque peut localement montrer des empreintes intéressantes. M. Rioult (1959) a décrit dans différentes carrières, des traces d'érosion biochimiques fossilisées et moulées par les sédiments liasiques transgressifs à la surface des grès. Il a pu ainsi observer des cuvettes « en nid d'abeille », délimitées par les diaclases qui débitaient les grès et dont les remplissages de silice et d'oxydes formaient des cloisons plus dures (10 cm de longueur), des alvéoles ou petites dépressions subcirculaires à bord en encorbellement, des microlapiés, issus de la coalescence des alvéoles. Ces formes étaient également visibles sur les galets arasés ou piégés dans le fond des sillons schisteux. Ces structures auraient été formées dans des zones d'herbiers ou d'algueraies par action biochimique, à la limite des domaines marins néritiques (étage intertidal à infratidal supérieur) et subaérien (étage

supratidal ; zone des embruns). Des trous de perforants ont été trouvés dans les quartzites.

Les vagues et les courants chargés de sables et de galets remaniés du Trias ont attaqué les pointements gréseux, utilisant le débitage parallélépipédique et les diaclases nombreuses. Il s'est formé un grand nombre de galets de taille et d'éroulé variables. Certains d'entre eux portent des marques de chocs et des cupules. Tous ces éléments ont servi au rabotage et au polissage du substratum. Les rochers érodés montrent des formes en pointes et massifs isolés dominant des vasques de un à deux mètres. On trouve également des formes typiques en petites cuvettes, petites falaises, petites marmites avec des galets, corniches en surplomb, gradins découpés par des rigoles d'écoulement, cannelures et sillons, formes arrondies en boule ou excavées, piquetées d'alvéoles ou polies et vernies. Les schistes sont souvent décomposés en argile plus ou moins remaniée à la base des premiers dépôts transgressifs. Les grès portent des perforations assez nombreuses soit de mollusques lithophages, soit des traces de fixation d'éponges ou d'algues. Ces niveaux caractérisent une intense activité des algues qui ont précipité des pellicules ferrugineuses et formé des croûtes calcaires et ferrugineuses et des nodules. On y trouve des galets encroûtés ou enveloppés de couches concentriques calcaire-ferrugineuses, des fragments de croûte de limonite et de galets divers. La présence de placages d'huîtres et de serpules est fréquente dans ce contexte, à la surface basale de transgression. M. Rioult a également décrit à la carrière de Feuguerolles, un banc d'huîtres (*Liogryphaea cymbium*, *Liogryphaea sportella*) en position de vie, reposant contre les rochers quartzitiques, dont les coquilles contiguës, avec les valves en connexion, poussaient les unes sur les autres en épousant les formes du substrat et en croissant dans les interstices de grès. Les interstices du substrat sont remplis à divers endroits d'un grand nombre de petites coquilles cimentées par un calcaire très fin et très dur, micritique, formant les fameuses « poches à gastropodes » décrites par E. Eudes-Deslongchamps. Une surface durcie et perforée par des annélides limite parfois ces poches de remplissage qui s'installent dans les fentes des grès, les feuillettes de psammite, les galeries creusées dans les argiles d'altération ou les vides entre deux galets éboulés. Ces poches sont très fossilifères avec des spécimens dans un excellent état de conservation, préservés dans un calcaire dur cristallin ou marno-sableux tendre ou encore noir à cassure fétide, perforé par des galeries de vers, les fossiles étant alors à l'état de moules internes. Le contenu faunique est représenté par des petits mollusques, tantôt des gastéropodes, bryozoaires, échinodermes, foraminifères, tantôt par des pélécytopodes tels qu'huîtres, pectinidés, limidés, et des formes fousseuses moins nombreuses, tantôt par des brachiopodes. En règle générale les céphalopodes sont rares. Les espèces rencontrées sont représentées par des individus de petite taille ou des fragments. La diversité des espèces et l'exceptionnelle qualité de leur fossilisation ont été maintes fois soulignées.

Cette faune a été abondamment décrite par E. Eudes-Deslongchamps (1865) et A. d'Orbigny. Selon M. Rioult (1957, 1968, 1980), ces gastéropodes sont essentiellement des herbivores, avec de très rares carnivores, vivant dans des herbiers ou des algueraies, dans des endroits protégés. La faune peut être carixienne à domérienne. Mais on connaît également des poches à gastéropodes d'âge toarcien.

Sur la surface arasée des calcaires cambriens de Laize et sous le conglomérat basal et discontinu du Pliensbachien, M. Rioult a décrit des grandes valves plaquées sur la roche de *Liostrea* sp. et de *Harpax* sp. et des perforations en U creusées par des vers, sur 7 à 8 cm de hauteur, cheminant dans tous les sens.

Le niveau de base transgressif du Jurassique (Pliensbachien mais aussi Toarcien, voire plus récent) est souvent souligné par un conglomérat à gros éléments de blocs, galets et graviers de grès, quartzite, arkose, psammite, et schistes. Galets et blocs portent des traces de choc, des croûtes ferrugineuses, des sillons et cannelures. Le ciment des premiers poudingues de base en milieu d'écueil est parfois une argile ferrugineuse biodétritrique avec quelques débris de bois fossiles. On trouve aussi des calcaires avec concrétions en couches concentriques. Des paquets de schistes altérés peuvent être pris dans ces sables coquilliers. Certains blocs sont à peine équarris et les angles que forment leurs arêtes sont les mêmes que ceux que dessinent les diaclases dans les grès du socle. A. Bigot a décrit dans une des carrières des environs de May-sur-Orne, un niveau formé de galets dont beaucoup dépassent 40 cm, rabotés par les sables, au point de présenter des sections planes formant une surface aussi unie et régulière qu'un dallage. Ce fait souligne si nécessaire la vigueur de l'abrasion et le milieu de haute énergie qu'ont pu constituer les éperons rocheux formant écueils. M. Rioult (1968), mentionne dans une carrière qui était située au Nord du cimetière de May-sur-Orne et de la route de Fontenay, le comblement des irrégularités du socle par des blocs mesurant jusqu'à près de deux mètres de longueur et des galets, le tout cimenté par le calcaire du Lias.

Ces sédiments et structures particulières développés au contact des reliefs gréseux paléozoïques s'amortissent et disparaissent très rapidement lorsqu'on s'éloigne des écueils. Les niveaux de galets laissent place à des conglomérats puis des grès qui s'amincissent et s'effilent dans les sédiments carbonatés. La charge détritrique siliceuse des calcaires est d'ailleurs insignifiante. Le faciès qui domine dans ce contexte est celui du banc de Roc, biopelsparite grossière, fossilifère, à pelloïdes ferrugineux, ancien sable coquillier brassé, lavé et trié par la houle de tempête, poreux et recimenté par de la calcite. Ces dépôts se sont mis en place dans les sillons schisteux surcreusés et les points bas du synclinal paléozoïque en partie émergé. Il en est ainsi sur toute la longueur et au cœur du synclinal ordovicien entre les deux crêtes de minerais. À 500 m

à l'Est de la cité de la mine, dans un bois surplombant la rive gauche de l'Orne ($x = 401,740$; $y = 1\,160,170$), le banc de Roc affleure sur 6 m de haut en plusieurs bancs de 0,50 m d'épaisseur, amalgamés, dont le plus inférieur atteint 2 m. Ces bancs massifs sont accolés contre l'arête gréseuse qui les surplombe. À May-sur-Orne, dans les restes d'une ancienne carrière préservée entre le cimetière et le stade ($x = 402,430$; $y = 1\,158,910$), on peut voir le Pliensbachien représenté par moins d'un mètre d'épaisseur, entre grès du socle redressé et Oolite ferrugineuse de Bayeux bajocienne. Il est là composé de plusieurs bancs de microbiosparite à nombreux pelloïdes ferrugineux et bioclastes d'échinodermes. Dès que l'on s'éloigne de l'écueil, les calcaires boueux micritiques réapparaissent à la base des bancs massifs biosparitiques et en intercalation dans la séquence pliensbachienne. Ces calcaires bioclastiques, qu'ils soient micritiques ou sparitiques sont souvent riches en éléments d'échinodermes (plaques de tests d'oursins et articles de crinoïdes) au point de former parfois de véritables encrinites. Les nombreux bioclastes sont usés et assez bien triés, quelques-uns étant ferruginisés.

Dans la carrière d'Etavaux, immédiatement au Nord-Ouest de Saint-André-sur-Orne, 2 à 3 m de Lias sont actuellement visibles au-dessus des quartzites cambriennes arasées. À la base des dépôts calcaires, on ne trouve que quelques fragments de grès paléozoïques de forme parallélépipédique émoussés. Certains d'entre eux sont enrobés d'une croûte ferrugineuse. Sur le flanc est de la carrière, c'est-à-dire en s'éloignant de l'écueil paléozoïque, on observe le remplissage d'une légère dépression sur 50 m de longueur par 0,50 à 0,80 m de marnes noires à pelloïdes ferrugineux et à nombreux débris de crinoïdes. Au-dessus et sur le flanc sud de l'exploitation, c'est-à-dire en se rapprochant de l'axe de l'écueil, on passe à des niveaux plus carbonatés. Ils sont constitués par une calcarénite sableuse à crinoïdes, surmontés par le faciès banc de Roc caractéristique, pelsparitique, à pelloïdes ferrugineux formant un niveau d'épaisseur de l'ordre du mètre, bioturbé, parcouru par de nombreuses galeries à remplissage micritique boueux souvent dégagé par l'érosion et la dissolution postérieure lui donnant un aspect perforé caractéristique. La macrofaune est principalement représentée par des bélemnites et de grands bivalves.

À *Feuguerolles dans la carrière Guérin* (fig. 8), le Pliensbachien transgresse les irrégularités des crêtes de quartzite ordovicien (Rioul, 1968 ; Dugué et *al.*, 1997 ; Gauthier et *al.*, 1995, 1996). Si l'on excepte les faciès particuliers basaux plaqués à l'interface avec le substrat gréseux on relève 5,5 m d'épaisseur de calcaires biosparitiques à faciès du banc de Roc, à nombreuses bélemnites, homogènes dans leur composition. Ils sont organisés en bancs décimétriques (0,20 à 0,30 m) amalgamés, dépourvus d'interlits marneux, avec des surfaces inférieures et supérieures ondulées. La stratonomie est irrégulière, plus ou moins noduleuse. À proximité du substratum, des galets paléozoïques émoussés ou arrondis sont dispersés. Le

sommet est caractérisé par une plus grande accumulation de débris de crinoïdes, toujours associés à des bélemnites, des bivalves et des pelloïdes ferrugineux. La surface des bancs est soulignée par de grands pectinidés. Cette formation se termine par une surface horizontale bioturbée (*Planolites*) et localement érodée.

Dans le détail, la succession a été résumée ainsi par M. Rioult, à une époque où la coupe exposée présentait une épaisseur moindre que ce que l'on peut voir actuellement :

– 0,40 m de blocs, galets et graviers de quartzites ordoviciens cimentés par un calcaire cristallin dur à grains ferrugineux ou par une argile ferrugineuse, parfois sableuse. À ce niveau, on trouve des tronçons de bélemnites, quelques petites *Spiriferina*, et des fragments de bois fossile ferrugineux. Ce conglomérat est discontinu et on l'observe essentiellement au fond des sillons et au pied des crêtes de grès ;

– 0,40 à 0,50 m de calcaire cristallin ou marneux contenant des graviers, et surtout des galets de grès, avec de petits granules de limonite. Les fossiles sont rares car le grain est grossier et les conditions d'agitation du milieu devaient être défavorables à la fossilisation : les bélemnites sont fractionnées, les huîtres sont rares et roulées. Sur le flanc des crêtes ce faciès repose directement sur le socle ;

– 0,30 m de calcaire blanc marneux, tachant les doigts, coquillier par endroits, terminé par une surface teintée par les oxydes de fer et contenant des petits galets de quartzites ou de calcaires, encroûtés de serpules ou de pellicules de limonite. Les fossiles, en particulier les ammonites, sont assez nombreux. Les nautilus sont plus rares. Les bélemnites sont communes. Les brachiopodes sont avec les gastéropodes, les fossiles les plus abondants et les mieux conservés. Les pélécytopodes sont surtout des huîtres et des formes fouisseuses. Les gastéropodes sont de taille moyenne. Plaques et radioles de cidaridés, articles d'*Isocrinus*, polypiers isolés constituent encore une partie intéressante de la faune ;

– 0,70 à 0,80 m de calcaire gris, à débris de mollusques, brachiopodes et crinoïdes, à ciment de calcite à la partie supérieure et ciment plus argileux à la base. Les bancs sont séparés par des délits marneux encombrés de bélemnites. Localement, ce faciès passe à des couches plus sableuses, notamment à l'approche des crêtes paléozoïques. Les bélemnites sont très roulées. Les brachiopodes sont présents. Les huîtres sont communes, de même que les plicatules, les peignes, et les limidés ;

– 0,60 à 0,80 m de calcaire brunâtre formé d'un ancien sable coquillier plus grossier à la partie inférieure, contenant des petites oolites ferrugineuses à la partie supérieure, se débitant en plaquettes et montrant localement des délits sableux ;

– 0,05 à 0,10 m de calcaire à grain fin, rosé, sublithographique, légèrement crinoïdique. Ce faciès discontinu est soudé aux couches sous-jacentes dont il n'est qu'une différenciation terminale : une surface perforée le tronque à la partie supérieure et il passe latéralement à un calcaire à petites oolites ferrugineuses.

Dans une ancienne tranchée ouverte en bordure de la route de Saint-André à May-sur-Orne, le Pliensbachien transgressif sur le minerai de fer ordovicien était visible et a été décrit par M. Rioult (1968). Le grès au mur du minerai formait un dos d'âne sur lequel venaient se biseauter les couches plienschbachiennes jusqu'au banc de Roc qui le recouvrait. Le Lias moyen se présentait ainsi :

– 0,50 à 0,70 m d'une alternance de marnes sableuses et de bancs de calcaire blanc, compact ou friable, un peu plus épais à la base (0,20 à 0,30 m) qu'au sommet (0,10 m), remaniant des fragments de minerai, de grès ou de pélites. Les marnes sableuses contiennent surtout des brachiopodes. Les *Liogryphaea* sont toujours présentes. Les calcaires sont plus riches en mollusques ;

– 0,40 à 0,50 m de calcaire gréseux, coquillier à bélemnites nombreuses mais très roulées, parmi lesquelles se reconnaissent les différentes espèces de *Passaloteuthis* et une ammonite, *Amaltheus stokesi* légèrement remaniée, avec des galets de minerai ;

– 0,05 m d'un délit marno-sableux à huîtres, ainsi que des brachiopodes écrasés ;

– 0,50 à 0,40 m de calcaire gréseux à brachiopodes, se débitant en plaquettes à délits sableux généralement fossilifères, contenant des pélécy-podes et de petits brachiopodes. Quelques fragments de minerai primaire et de barytine (sulfate de baryum) sont remaniés dans ces calcaires. Une surface perforée termine ces calcaires sous le Toarcien ;

– 0,50 à 0,60 m de calcaire gréseux, dur, en gros bancs se débitant en plaquettes à délits marno-sableux. Ce sable grossier coquillier et quartzeux est cimenté par de la calcite secondaire. La faune est essentiellement composée de rostrés de bélemnites usés ou brisés et d'huîtres. Les parties sableuses ont livré des petits brachiopodes, des petits fragments de bryozoaires et de spongiaires, des pièces squelettiques d'échinodermes (crinoïdes, ophiuroïdes, astéroïdes, échinoïdes), quelques ostracodes, des foraminifères et des dents de poissons.

Dans les anciens travaux du siège des mines de May-sur-Orne, le Lias moyen montrait un épaissement rapide entre les crêtes de grès à la faveur de la dépression formée dans l'axe du synclinal paléozoïque. Réduit à quelques amas de galets et de blocs de quartzites portant des marques de chocs, liés par une argile sableuse et ferrugineuse, le Pliensbachien se développait sur 5 m. La description de M. Rioult est la suivante :

- à la base, sur la surface rougie des pélites ordoviciennes, le conglomérat est composé de gros galets et blocs de grès et de quartzite, parallélépipédiques ou arrondis, encroûtés de pellicules calcaires et ferrugineuses, de serpules, d'huîtres et cimentés par un sable calcaire ou une argile rousse avec tronçons de bélemnites et fragments de bois fossiles, sur une épaisseur ne dépassant guère 0,50 m en moyenne ;
- les calcaires gréseux du banc de Roc, formés de gros bancs massifs ont un ciment de calcite et d'oxyde de fer. Peu fossilifères, ils sont composés de débris roulés de crinoïdes, de mollusques et de brachiopodes, plus rarement de bryozoaires ;
- puis le calcaire se charge en grains ferrugineux ; il est crinoïdique et montre en lames minces des restes de tests calcaires d'invertébrés dont la structure est soulignée par les oxydes de fer. Des passées lumachelliques sont riches en huîtres, en bélemnites roulées ou en débris de brachiopodes ;
- au sommet, le Calcaire à *Cyclocrinus amalthei* épais d'une trentaine de centimètres est situé sous un délit de marnes rouges et contient des bélemnites roulées.

Dans le même secteur, **à une centaine de mètres au Nord de la tranchée du Grand-May** (x = 401,800 ; y = 1 159,600), dans une zone aujourd'hui couverte par les remblais, M. Rioult a pu relever la coupe suivante dans un puits d'extraction :

- base du Lias à 13 m sous la surface débutant par un conglomérat à gros galets parallélépipédiques et encroûtés avec des serpules, à ciment sablo-ferrugineux ;
- 5 m de calcaire bioclastique ferrugineux à échinodermes et mollusques ;
- 0,50 m de calcaire marneux à ammonites toarciennes ;
- oolite ferrugineuse bajocienne ;
- calcaires à spongiaires.

Dans la carrière Houel Cavalle, on pouvait voir la discordance du Lias sur les bancs inclinés des grès ordoviciens. Le Pliensbachien était réduit à une couche détritique fossilifère. Les sillons parallèles creusés par l'érosion différentielle étaient comblés par des blocs pouvant atteindre 40 cm et des galets avec des formes parallélépipédiques émoussées et des marques de chocs, couverts parfois de croûtes ferrugineuses ou de couches concentriques de calcaire et de limonite, dus probablement à l'activité d'algues inférieures. Des poches à gastéropodes se développaient dans ce conglomérat ou dans les fentes des grès. Une surface d'usure surmontait les crêtes arasées et les sillons comblés. Elle était recouverte par un calcaire à pentacrines contenant des ammonites toarciennes.

Faune

M. Rioult a reconnu dans ces zones d'écueils (synthèse des observations), la totalité des sous-zones d'ammonites décelées en dehors des écueils dans le Bessin. Les calcaires à *Cincta* représentent les zones à Jamesoni et à Ibex (Carixien inférieur et moyen), les calcaires et marnes à bélemnites, la zone à Davoei et la sous-zone à Stokesi (Carixien supérieur et Domérien basal). Enfin le banc de Roc représente la zone à Spinatum (Domérien supérieur) (fig. 9). La faune déterminée à ce jour par M. Rioult comprend :

– des **céphalopodes** avec de nombreuses bélemnites dont *Passaloteuthis elongata* (Miller), *P. apicicurvata* (Bl.), *P. bruguieri* (d'Orb.), *P. elegans* (Simps), *P. rudis* (Phil.), *P. carinatus* (Hehl), *Hastites clavatus* (Stahl), *Hoasites* sp., *Gastrobelus* sp., des ammonites (Polymorphitidae, Liparoceratidae, Phylloceratidae) dont *Prodactylioceras davoei* (J. Sow.), *Lytoceras fimbriatum* (J. Sow.), *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. stockesi* (J. Sow.), *A. bifurcus* Howarth, *Becheiceras gallicum* Spath, *Oistoceras orbigny* Spath, *O. figulium* (Simpson), *Androgynoceras lataecosta* (J. de C. Sow.), *A. maculatum* (Y. et B.), *Protogrammoceras normannianum* (d'Orb.), *Pleuroceras spinatum* (Brug.), *Pl. solare* (Phil.), *Pl. yeovilense* M. Howarth, *P. salebrosum* (Hyatt), *P. hawskezeense* (Y. et B.), *Acanthopleuroceras maugenesti* (d'Orb.), *A. valdani* (d'Orb.), *Tragophylloceras loscombi* (J. Sow.), *T. undulatum* (Smith), *Radstockiceras (Metoxynoticeras) oppeli* (Schloenb), *Liparoceras rusticum* Spath, *L. tiara* Trueman, *L. substriatum* (Spath), *Phricodoceras taylori* (J. Sow.), *Uptonia regnardi* (d'Orb.), *Platipleuroceras brevispina* (J. de C. Sow.), *Beaniceras luridum* (Simpson) ;

– des **brachiopodes** dont *Cincta numismalis* (Lamk.), *Aulacothyris florella* (d'Orb.), *A. resupinata* (J. Sow.), *Piarorhynchia thalia* (d'Orb.), *Spiriferina tumida* (Von Buch), *S. verrucosa* (Von Buch), *S. hartmanni* (Ziet.), *S. rostrata* (von Buch.), *S. oxygona* (E. E.-D.), *S. deslongchampsii* (Dav.), *S. munsteri* Dav., *S. tessonii* Dav., *Zeilleria cornuta* (J. de C. Sow.), *Z. quadrifida* (Val.), *Z. sarthacensis* (d'Orb.), *Z. subnumismalis* (Dav.), *Lobothyris edwardsii* (Dav.), *L. punctata* (J. Sow.), *L. subpunctata* (Dav.), *L. subovoides* (E.-D.), *Homeorhynchia acuta* (J. Sow.), *Quadratorhynchia quadrata* S. Buck., *Tetrarhynchia* cf. *dumbletonensis* (Dav.), *T.* cf. *subconcinna* (Dav.), *Furcirhynchia furcata* S. Buck., *Terquemia (Carpenteria) pectiniformis* (J.-A. et E.-D.), *Epicyrta eugenii* (Dav.), *Cirpa langi* Ager, *Rudirhynchia* sp., *Gibbirhynchia* sp., *Rimirhynchia* sp. ;

– parmi les **bivalves** on trouve des peignes tels que *Eopecten* sp., *Pseudopecten aequivalvis* (J. Sow.), *Chlamys priscus* (Schlot.), *Ch. tectorius* (Schlot.), des fousseurs tels que *Pleuromya* et *Pholadomya*, des huîtres dont de nombreuses gryphées avec *Liostrea*, *Lyogryphaea* et *Exogyra* telles que *Liogryphaea cymbium* (Lamk.), *L. regularis* (Desh.), *L. gigantea* (J. Sow.), *L. sportella* (Dum.), *L. ochreatea* (J.-A. et E.-D.), *Liostrea agregata* (Porte), *Exogyra monopectera* (E. E.-D.), *E. charmouthiensis* (Porte), des plicatules avec

Étages	Zones	Sous-zones	BESSIN	Surface
	G. F. E. J. 1987			
TOARCIEN	SUPÉRIEUR	Arenac	Lagbaredic	MARNES À AMONITES
			Mada	
		Pondradic	Pondradic	CALCAIRES À CHAUX TERRU DREUX
			Lacquel	
		Dipaun	Dipaun	CALCAIRES À ORAMBICERUS
			Isigne	
		Thouarac	Fabulac	MARNES À ANDOR
			Faougaun	
			Thouarac	
			Ingrenac	
	MOYEN	Vidalic	Mada	CALCAIRES ET MARNES
			Mada	
			Mada	
		Mada	Mada	MARNES À ANDOR
			Mada	
			Mada	
	INFÉRIEUR	Folac	Folac	MARNES À ANDOR
			Folac	
		Dipaun	Dipaun	CALCAIRES ET MARNES
			Dipaun	
PLIENSBACHIEN	DOMÉRIEN	Harcouac	Harcouac	CALCAIRES À BÉLEMNITES
			Harcouac	
		Mada	Mada	MARNES À BÉLEMNITES
			Mada	
			Mada	
	CARIEN	Dipaun	Dipaun	CALCAIRES À BÉLEMNITES
			Dipaun	
			Dipaun	
		Mada	Mada	CALCAIRES À BÉLEMNITES
			Mada	
Jura	Jura	Jura	CALCAIRES À BÉLEMNITES	
		Jura		
		Jura		
	Mada	Mada	CALCAIRES À BÉLEMNITES	
		Mada		

Fig. 9 - Zonation biostratigraphique ammonitique du Jurassique inférieur (in Dugué et al., 1988)

Harpax parkinsoni (Bronn.), des limidés tels que *Plagiostoma punctata* (J. Sow.), et encore *Entolium disciforme* (Schubl.), *Plagiostoma punctata* (J. Sow.), *Oxytoma* sp., *Pleuromaria punctata* (J. Sow.), *Cardinia lamellosa* Goldf. ;

– parmi les **gastéropodes** on trouve beaucoup de Pleurotomariidae et des Cerithiaceae avec *Amberleya*, *Cryptoenia*, *Epulotrochus epulus* (d'Orb.), *Actaeonina concava* (d'Orb.), *Discohelix sinister* (d'Orb.), *Crossostoma reflexilabrum* (d'Orb.) ;

– les **échinodermes** sont représentés par *Isocrinus* sp., *Balanocrinus* sp., *Cyclocrinus amalthei* (Qu.).

Conditions de dépôt et extension régionale

Les dépôts pliensbachiens correspondent à une sédimentation de milieu de faible énergie en régime marin franchement ouvert aux influences du large. Les matériaux marins de plate-forme externe se déposaient à proximité de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. Ils sont entrecoupés par des faciès marneux plus fins caractérisant un milieu d'énergie hydrodynamique encore plus calme. Les couches à *Cincta* représentent la poursuite des conditions de sédimentation qui prévalaient au Sinémurien. Le banc de Roc, souvent encadré par des surfaces de discontinuité, représente quant à lui un dépôt moins profond que les calcaires et marnes à bélemnites. Il s'agit d'un sable calcaire coquillier grossier, poreux à l'origine, cimenté secondairement. Sa position à la partie supérieure de la formation indique une tendance générale à la régression. En domaine d'écueil, ce type de faciès prédomine.

Au voisinage des écueils qui pointent au milieu de la plate-forme externe, les hauts-fonds rocheux entraînent une augmentation très localisée de l'énergie hydrodynamique des eaux qui empêche la décantation des terrigènes et explique la multiplication des arrêts de sédimentation. Dans le même temps, ces écueils favorisent une importante productivité biologique avec le développement de faunes fixées constituant d'importants fournisseurs de bioclastes. La faune de gastéropodes herbivores, les nombreux encroûtements algaires, les figures de dissolution des grès peuvent être interprétées par l'existence de prairies d'algues ou d'herbiers. Les groupes d'invertébrés les plus fréquents sont les échinodermes et les gastéropodes. Les mollusques fouisseurs sont rares et les polypiers sont quasi absents. Leur démantèlement fournit des sables coquilliers, dont des encrinites, qui s'accumulent autour des îlots submergés. La charge détritique arrachée aux écueils se retrouve en auréole autour d'eux. Ces sédiments bioclastiques sont enrichis en authigenèses ferrugineuses, parfois nodules phosphatés et glauconie. Les phénomènes d'arrêt de sédimentation, de remaniement, la multiplication des lacunes, l'extrême variabilité sont la règle. La plupart des bancs sont encadrés par des discontinuités (surfaces durcies, niveaux de

remaniement). La faune spécifique des écueils, pauvre en céphalopodes, à caractère très néritique, est beaucoup plus riche et diversifiée en faune benthique que partout ailleurs à la même époque. La minceur des dépôts est compensée par la richesse faunistique et l'enregistrement biostratigraphique peut être reconstitué tout aussi bien qu'en domaine de plate-forme.

Régionalement, la formation des Calcaires à bélemnites avec ses trois membres, présente une grande homogénéité. Les alternances marno-calcaires micritiques sont bien exprimées entre et au large des écueils alors qu'à proximité de ces derniers et au sommet de la formation, se déposent des faciès biosparitiques. Si l'on fait abstraction des écueils, la formation s'épaissit vers le Nord et s'amenuise vers le Sud. Vers le Nord, dans le Bessin sur la feuille Bayeux-Courseulles, le Pliensbachien mesure 10 à 12 m d'épaisseur. Il a été retrouvé dans les sondages de reconnaissance du synclinal paléozoïque enfoui de Ranville. On le retrouve avec des caractères comparables sur les feuilles Grandcamp-Maisy et Balleroy où il a 6 à 9 m de puissance en moyenne. Au-delà dans le bassin de Sainte-Mère-Église il atteint 15 m d'épaisseur avec des faciès très proches. Vers le Sud et l'Est, le banc de Roc disparaît et la série réduite est envahie par un faciès à pelloïdes ferrugineux. Dans le Sud de la feuille Villers-Bocage, et dans la butte d'Angloville qui prolonge le plateau de Cesny-Bois-Halbout, sur la feuille Condé-sur-Noireau, les Calcaires à bélemnites sont représentés par des grès grossiers à pelloïdes ferruginisés et des calcaires gréseux. L'équivalent du banc de Roc est représenté par des calcaires gréseux alternant avec des marnes, puis des calcaires bioturbés riches en oolites ferrugineuses terminés par une surface perforée. Sur la feuille Mézidon, il n'est plus représenté que par 1 à 4 m de calcaire micritique boueux et de marnes riches en pelloïdes ferrugineux. En direction de Falaise, il fait place à un calcaire sableux gris rosé intercalé de lits gréseux, conglomératiques à sa base, n'excédant pas 3 m d'épaisseur. Il faut aller jusqu'au massif granitique d'Athis (feuilles Condé-sur-Noireau et Argentan) pour trouver des faciès indicateurs d'une ligne de rivage avec la formation des Grès de Sainte-Opportune (sables silicifiés à passées conglomératiques).

14. Argiles à poissons et Calcaires et marnes à ammonites (Toarcien) (0-6 m).

• *Toarcien en dehors des écueils.* Sur la surface d'arrêt de sédimentation du toit du banc de Roc se développent deux unités lithologiques peu sujettes aux variations :

- les Argiles à poissons à la base ;
- les Calcaires et marnes à ammonites au sommet.

Situé topographiquement sous la « Malière » profondément argilisée, dont les produits d'altération (argile à silex) ont fréquemment flués sur les pentes, le Toarcien est toujours difficile à observer dans de bonnes conditions. Ce n'est qu'à la faveur d'anciennes exploitations en carrières ou de travaux d'aménagement qu'il a pu être décrit avec précision. En dehors de ces conditions d'affleurements artificiels, les argiles à poissons ne sont pratiquement jamais visibles en affleurements naturels. Les Calcaires à ammonites sont plus faciles à individualiser en particulier dans les labours où est libérée leur riche faune de céphalopodes.

– **La première unité** est constituée par une alternance de schistes bitumineux feuilletés et d'argiles noires à débris, écailles et ossements de poissons. Il s'y intercale parfois vers la base un mince niveau calcaire : la couche à *Koninckella* (anciennement couches à *Leptaena*), horizon-repère nord-téthysien, à brachiopodes micromorphes, de la zone à *Tenuicostatum* du Toarcien basal. Vers le sommet, un ou deux cordons à nodules de calcaires argileux sont fréquemment présents (horizon à *Eleganticerus* sp.). Ces nodules peuvent contenir des débris osseux de poissons, des restes de reptiles (ichtyosaures, crocodiles), des crustacés et des fragments d'ammonites. L'environnement sédimentaire marin est calme, situé sous la limite d'action des vagues.

Les Argiles à poissons se marquent par une dépression morphologique et des terres collantes en rive droite de l'Odon, dans les environs de Baron-sur-Odon.

À Sainte-Honorine-du-Fay, tant à l'Est qu'à l'Ouest, les labours montrent fréquemment des argiles oxydées jaunes et des miches calcaires jaunes, géoliffractées en plaquettes centimétriques. Elles renferment des restes de poissons (écailles, arêtes).

– **La deuxième unité** peut être subdivisée, dans de bonnes conditions d'observation, de bas en haut, en Calcaires et Marnes à *Hildoceras* du Toarcien moyen, Marnes à *Haugia*, Calcaires à *Grammoceras* du Toarcien supérieur et enfin Calcaire à grains ferrugineux. Cette succession est constituée par une alternance de bancs calcaires argileux biomicritiques de 0,20 à 0,40 m d'épaisseur, de couleur beige rosé, très irréguliers, bioturbés, noduleux, parfois à oolites ferrugineuses, très fossilifères, pétris de céphalopodes dont la plupart sont de petite taille, alternant avec des marnes grises à bélemnites, parfois pyriteuses. Certaines ammonites sont phosphatées ou parfois enrobées de couches concentriques de limonite. Les éléments ferruginisés, pelloïdes millimétriques à oncholites centimétriques sont fréquents. Les ammonites sont en général de petite taille vers la base (1 à 2 cm) et de taille décimétrique vers le sommet. Les bancs se dédoublent, s'amalgament et sont souvent lenticulaires. En lame mince, les calcaires sont constitués majoritairement par une biomicrite pétrie de nombreux petits bioclastes (coquilles brisées de

bivalves et d'ammonites, très nombreux filaments de bivalves, spicules d'éponges, plaques de tests et radioles d'échinodermes micritisés, rares foraminifères), secondairement concentrés et redistribués par une intense bioturbation. Ce stock bioclastique est parfois associé à des petits graviers intraformationnels ferrugineux, à des oolites ferrugineuses vraies, et à de rares débris phosphatés. La charge détritique est absente. La matrice micritique est prépondérante, localement ferruginisée et présente des plages de pyrite.

M. Rioult (1968) a relevé la coupe de la carrière qui était autrefois ouverte, dans le coteau **au Sud de l'église d'Evrecy** :

– les argiles à poissons avaient 2,50 m de puissance, contenaient quelques rares fossiles et comportaient surtout trois niveaux repères :

. à la base, la couche à *Koninckella* épaisse de 10 cm,

. un cordon médian de nodules calcaires aplatis, finement lités, fissiles, avec empreintes de céphalopodes ou de poissons,

. au sommet, un cordon de plaquettes calcaires à *Lytoceras crenatum* ;

– les couches à *Hildoceras*, *Dactylioceras* et *Harpoceras* étaient formées d'environ 1,50 m de calcaire marneux ;

– les calcaires à ammonites y avaient une épaisseur maximale de 2 m sous le niveau à *Leioceras opalinum*, à fossiles spathiques.

À mi-chemin entre Landes-sur-Ajon et Vacognes, les anciennes carrières alimentant un important four à chaux étaient couronnées par des couches toarciennes. De la base vers le sommet, M. Rioult rapporte la coupe suivante :

– couche à *Koninckella* à la base ;

– argiles à poissons avec un cordon inférieur de nodules calcaires renfermant des débris de crocodiliens ;

– couches à *Hildoceras*, *Dactylioceras* et *Harpoceras* sous leur faciès habituel. Les calcaires à *Hildoceras bifrons* étaient terminés par un faciès particulièrement riche en mollusques et brachiopodes fossilisés dans une gangue calcaire rougeâtre.

Une coupe très complète a été détaillée par M. Rioult (1968) dans le front de taille de la **carrière située au Nord du château de la Caine** à l'occasion de fouilles effectuées en 1961 par le CNRS pour le compte du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris. Cet emplacement a en effet fourni de nombreux restes de vertébrés. Les gisements de reptiles étaient situés dans la formation des Argiles à poissons, avec des *Ichthyosaurus*, *Pelagosaurus* et de nombreux poissons. Le Toarcien, épais de 4 m, était recouvert d'une épaisse couverture d'argile de décalcification (1 à 4 m en poches irrégulières), contenant des fossiles de l'Oolite ferrugineuse aalénienne et des silex de la Malière :

- 0,10 à 0,15 m de marnes et calcaires marneux rosés à *Dactylioceras*, superposés au banc de Roc ;
- 0,10 m de marne sableuse jaunâtre ou rougeâtre représentant la couche à *Koninckella* ;
- 1,00 à 1,10 m de marnes grises, collantes, marnes blanchâtres ou passées argileuses ;
- 0,25 à 0,50 m d'argiles bitumineuses feuilletées divisées par un cordon de nodules calcaires, finement lités (miches) contenant des restes de poissons, de reptiles, des céphalopodes, de petits gastéropodes et pélicypodes, et des débris de lignite ;
- 0,50 m de marnes grises à bélemnites et crinoïdes, encadrant une dalle calcaire grise, assez régulière, peu fossilifère, mais reposant sur un cordon de plaques marno-calcaires à chondrites constituant un excellent niveau repère avec *Harpoceras* et de nombreux *Lytoceras*. Des restes de crustacés existent à ce niveau séparé des Marnes à poissons, par un banc de marnes jaunes ;
- 0,75 à 0,80 m de calcaires argileux et marnes grises ou rosées, à grains ferrugineux, avec à la base, un gros banc de 30 à 40 cm à *Dactylioceras* et *Harpoceras*, suivi par des petits bancs à *Hildoceras* et terminés par une surface d'érosion avec ammonites en relief et moules ferrugineux dont *Hildoceras bifrons* ;
- les marnes à *Haugia* suivies par 0,20 m d'un cordon calcaire à nombreuses *Pseudogrammoceras* et *Grammoceras*. Des ammonites dont *Hildoceras* sont remaniées, roulées et ferruginisées à la base de ces marnes ;
- 0,20 m d'un calcaire marneux brunâtre à oolites ferrugineuses, à fossiles spathiques souvent corrodés ou dissous, à *Pseudogrammoceras* et *Grammoceras* ;
- 0,15 m de calcaire marneux à oolites ferrugineuses à ammonites ;
- 0,20 m d'argiles jaunâtres ou brunâtres à ammonites ;
- 0,20 m d'argiles brunes ou rousses, à fossiles décalcifiés et phosphatés brisés, rarement entiers dont *Pleydellia aalensis*.

L'une des coupes actuellement les plus accessibles du Toarcien en dehors des zones d'écueils peut être levée à **la carrière de la Roche Blain** (fig. 7), sur la commune de Fresney-le-Puceux (Dugué et *al.*, 1997). L'épaisseur de la formation est de 6 m.

- Au-dessus du banc de Roc, se trouve la couche à *Tenuicostatium*, épaisse de 0,15 à 0,20 m : la surface d'érosion du banc de Roc, irrégulière et présentant des sillons et des gouttières d'érosion, est surmontée par un mince interlit marneux, puis par un calcaire micritique bioturbé (biopelmicrite à pelloïdes ferrugineux disséminés), avec de rares bélemnites et ammonites. Ce dépôt

condensé apparaît dans la continuité sédimentaire du banc de Roc, avant le changement sédimentaire important du Toarcien.

– Les Argiles à poissons sont visibles sur 0,35 m. Ce sont des marnes grises bioturbées à oolites ferrugineuses, riches en bélemnites et ammonites, et comportant des cordons de nodules de calcaire blanc biomicritique bioturbé. On ne note pas d'intercalations bitumineuses.

– Les Calcaires à ammonites mesurent 2,7 m d'épaisseur. On retrouve les trois grandes subdivisions connues plus au Sud :

. le membre des Calcaires et Marnes à *Hildoceras* (0,8 m, Toarcien moyen) débute par un calcaire argileux à surface inférieure très irrégulière, et surmonté par un pavage stromatolithique calcaire au-dessus d'une concentration d'ammonites en général de petites tailles et très ferrugineuses. Le sommet de l'unité est en revanche caractérisé par des bancs calcaires bioclastiques décimétriques amalgamés, à oolites et oncholites ferrugineux dispersés ;

. le membre des Marnes à *Haugia* (0,3 m, Toarcien supérieur), est représenté par des marnes grises bioturbées à oolites ferrugineuses, avec des nodules de calcaires argileux ;

. le membre des Calcaires à *Grammoceras* (1,6 m, Toarcien supérieur) est constitué par des alternances de marnes et de calcaires argileux, plus ou moins lenticulaires, à oolites ferrugineuses.

Dans le Sud de la feuille, le Toarcien, à l'instar du Pliensbachien, s'amenuise tout en passant à des faciès limoniteux. Mais, masqué par l'altération, il est toutefois très difficile de connaître son épaisseur totale.

À Cesny, à 2 km au Sud-Ouest de Bois Halbout, les couches fossilifères du Toarcien sont séparées du Pliensbachien par 0,20 m de calcaire argileux rouge et jaune, ferrugineux à concrétions limoniteuses disposées en couches concentriques de type algaire, ou en cloisons. Le faciès habituel des Calcaires à ammonites surmonte cet horizon. Entre Acqueville et le Château de la Motte, dans l'angle sud-est de la carte, les premiers niveaux toarciens présents au-dessus des Calcaires à bélemnites, montrent également des encroûtements ferrugineux.

L'épaisseur courante du Toarcien est donc, dans le Sud de la feuille, de 6 m dont 0,5 à 2,5 m pour les Argiles à poissons basales. Une telle épaisseur est également indiquée par les forages de la BSS (Banque de données du sous-sol, BRGM) de la région de Noyers-Bocage–Monts-en-Bessin. Elle est sans doute moitié moindre dans le Sud, l'unité des Argiles à poissons ayant disparu.

• **Toarcien des écueils.** À l'instar de la formation des Calcaires à bélemnites du Pliensbachien, les Calcaires à ammonites du Toarcien montrent une grande variabilité dans les faciès et l'épaisseur à proximité des écueils. Le Toarcien

repose dans ce contexte en concordance sur le Pliensbachien et parfois directement sur les grès paléozoïques. Il est parfois réduit à quelques décimètres voir centimètres d'un niveau de condensation calcaire fossilifère. C'est en particulier le cas entre les deux crêtes des Grès de May, dans le remplissage liasique des légères dépressions creusées au cœur du synclinal paléozoïque. On rencontre également dans ce contexte d'écueils, des « poches à gastéropodes » très semblables à celles du Pliensbachien. Les Argiles à poissons sont rarement présentes ou très réduites. Différents niveaux du Toarcien, de puissance très réduite, ont été relevés çà et là à l'occasion d'aménagements.

En bordure de l'Orne à Feuguerolles, la carrière Guérin (fig. 10) qui exploitait les Grès de May dans la boucle de la rivière, à l'Est du château de Maltot montre le Lias en discordance sur l'Ordovicien redressé (M. Rioult, 1957, 1968 ; Dugué et al., 1998). Le Toarcien d'épaisseur variable est visible sur 2 à 3 m :

– au-dessus de la surface d'érosion ferruginisée et durcie au toit du Pliensbachien, localement, la surface durcie, tronquant les calcaires du Roc, est creusée de dépressions profondes de 1 à 15 cm et larges de 10 à 100 cm, remplies de calcaire micritique blanc crème à *Paltarpites paltus* (base du Toarcien inférieur). Quelques lentilles plus étendues contiennent d'autres indices de la zone à *Tenuicostatum* (*Tiltoniceras orthodactylites*) ;

– latéralement par rapport à ce niveau, M. Rioult a pu observer autrefois une couche de 0,05 à 0,10 m de marne sableuse rougeâtre terminée par un calcaire, vraisemblablement d'origine algale, en minces dalles plus ou moins feuilletées. Ces marnes contenaient, des bélemnites roulées, brisées et perforées, des plaques et radioles d'oursins (*Rhabdocidaris impar*), des pièces de crinoïdes et d'ophiuroides, de stelléridés, des plaques de chiton, des petites dents de poissons, serpules, huîtres, nombreux foraminifères et la faune de la couche à *Koninckella*. Les Argiles à poissons ne sont pas représentées ;

– le membre des Calcaires et Marnes à *Hildoceras bifrons* se caractérise par une importante réduction d'épaisseur (0,60 m). Les alternances marno-calcaires avec nombreux *Hildoceras* sont dépourvues de passées bioclastiques, mais présentent un niveau de stromatolites calcaires de la sous-zone à *Sublevisoni* ;

– les Marnes à *Haugia* et *Lytoceras* du Toarcien moyen présentent peu de changement lithologique avec les dépôts hors zone d'écueil, si ce n'est la disparition des nodules calcaires bioturbés. À la base, de nombreuses ammonites sont usées, remaniées, encroûtées, enrobées d'une pellicule ferrugineuse ;

– le Calcaire à *Grammoceras* (Toarcien supérieur) est visible sur 0,8 m. Il se caractérise par des alternances de marne bioclastique et de calcaire

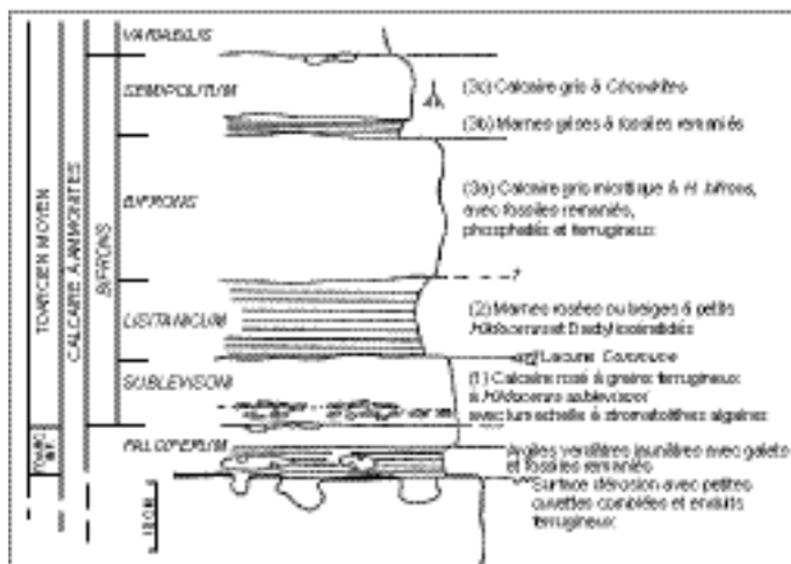


Fig. 10 - Coupe géologique détaillée de la série condensée toarcienne (Calcaire à ammonites) dans la carrière Guérin (Feuguerolles) (d'après Riout, inédit)

biomicritique bioclastique lenticulaire à petites oolites ferrugineuses, mais sans accumulations bioclastiques ou lumachelliques ;

– le Calcaire à grains ferrugineux, épais de 0,3 m apparaît dans la continuité du Calcaire à *Grammoceras*, avec des dépôts très condensés enrichis en oolites ferrugineuses. La surface du banc est localement érodée et localement ferruginisée.

En rive droite de l'Orne des travaux de voirie avaient entaillé le rebord du plateau *entre Saint-Martin-de-Fontenay et Saint-André-sur-Orne*. La coupe relevée à cette époque par M. Rioult est la suivante :

– 0,05 à 0,10 m de Marnes avec *Harpoceratoides* remaniées, reposant sur le banc de Roc pliensbachien ;

– 0,40 à 0,60 m de calcaires marneux à *Hildoceras bifrons* usés à leur sommet et reposant sur les calcaires et marnes à *Hildoceras*, *Dactylioceras* et grandes *Harpoceras* ;

– 0,40 à 0,50 m de marnes grises ou brunes à *Haugia* avec un niveau supérieur riche en moules phosphatés et ferrugineux. Cette couche repose sur les calcaires à *Hildoceras bifrons* érodés ;

– 0,40 à 0,50 m de calcaires argileux et marnes à grains ferrugineux, plus ou moins oolitiques, avec niveau supérieur riche en *Grammoceras*. Ce niveau terminal succède en continuité aux marnes sous-jacentes ;

– 0,60 à 0,80 m de calcaires marneux et marnes à oolites ferrugineuses avec nombreuses *Dumortieria* ;

– 0,10 à 0,15 m de nodules ferrugineux à écorces concentriques autour de galets calcaires à oolites ferrugineuses, d'ammonites ou d'autres mollusques remaniés des niveaux à *Leioceras opalinum*, *Pleydellia aalensis*. Localement subsistent des témoins d'un banc de calcaire marneux jaunâtre à brachiopodes.

Dans *l'ancienne carrière du Diguet* aujourd'hui comblée, E. Eudes-Deslonchamps, E. Munier-Chalmas et A. Bigot avaient relevé la coupe suivante :

– à la base, se trouve un Calcaire à *Cyclocrinus amalthei*, gris ou rougeâtre, localement non cimenté, avec bélemnites et thécidées, renfermant de nombreux brachiopodes, coiffant le conglomérat de base et des poches à gastéropodes : tous trois faciès appartenant au Pliensbachien ;

– la couche à *Koninckella* est représentée par des marnes sableuses jaunâtres ou rougeâtres (0,05 à 0,45 m) contenant localement un petit lit de calcaire crinoïdique et surtout la faune des petits brachiopodes qui ont fait sa célébrité, ainsi que des crinoïdes, des bryozoaires, gastéropodes et pélicypodes. Elle représente ici un faciès condensé à la base du Toarcien contenant un certain nombre de fossiles remaniés du Pliensbachien sus-jacent ;

- au-dessus un petit banc de calcaire marneux jaunâtre ou rougeâtre, contient de rares Harpoceratinae et Hildoceratinae très encroûtées ou de petites tailles. Cette petite intercalation calcaire (0,05-0,15 m) passe localement à des marnes feuilletées ;
- il est surmonté par un calcaire à *Isocrinus jurensis* contenant quelques petits *Dactylioceras* et *Hildoceras*, dont l'épaisseur varie de 0 à 0,60 m et qui est terminé par une surface perforée ;
- 0,10 à 0,20 m de calcaire dur, jaunâtre, à oolites ferrugineuses irrégulières dont la faune est riche en *Dumortieria* ;
- les couches de calcaires à oolites ferrugineuses et *Leioceras opalinum* sont directement transgressives sur le reste des couches de calcaire.

Dans la carrière Houel-Cavalle, au-dessus d'une surface d'usure qui surmontait les crêtes arasées et les sillons comblés par un conglomérat plienschbachien, se développait un calcaire à pentacrines contenant des ammonites toarciennes. Dans une carrière située un peu plus au Nord, le Bajocien inférieur reposait directement sur le socle.

Sur la route de Fontenay-le-Marmion, dans la carrière des Fours à Chaux, le Toarcien était extrêmement réduit ; cependant sur le front de taille sud, M. Rioult a pu relever les éléments suivants :

- présence de poches à gastéropodes se terminant par un faciès de calcaire fin, avec oolites ferrugineuses, tronqué par une surface ondulée stromatolitique, encroûtant les fragments d'un Harpoceratinae ;
- présence de poches de calcaire fin micritique dur, rosé, avec la présence de *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum*, à l'extrémité occidentale du front de taille ;
- nivelant le conglomérat de base plienschbachien et les poches précédentes, apparition d'un niveau de calcaire (0,50 m) à *Isocrinus jurensis*, avec *Hildoceras* et petits *Dactylioceras* sp. Il comportait à sa base un calcaire marneux rougeâtre. Ce niveau se terminait par une surface durcie, perforée, portant des huîtres. Il se biseautait dans toutes les directions. Sa surface supérieure représente donc une lacune de tout le Toarcien supérieur et d'une partie de l'Aalénien.

L'image que l'on peut reconstituer à partir de toutes ces coupes parcellaires est celle de niveaux de condensation et de remaniement, en lentilles juxtaposées et limitées en extension. Le dépouillement biostratigraphique montre cependant que la plupart des sous-zones d'ammonites connues dans le Bessin sont représentées, bien que non présentes sur une même verticale.

Faune

Les couches à poissons représentent, à la base la zone à *Tenuicostatum* (Toarcien inférieur), tandis que les cordons de nodules fossilifères représentent la sous-zone à *Elegantulum* de la zone à *Serpentinum* (Toarcien inférieur). Les Calcaires à ammonites représentent toutes les sous-zones depuis *Falciferum* (Toarcien inférieur) jusqu'à *Pseudoradosa* (Toarcien supérieur). Les horizons à *Aalensis* (Toarcien supérieur terminal) sont généralement remaniés à la base de la zone à *Opalinum* de l'Oolite aalénienne sus-jacente (fig. 9). Dans l'ensemble de la faune déterminée par M. Rioult on peut citer :

– pour la faune des Argiles à poissons, des **poissons** : *Leptolepis coryphaenoides* (Bronn), *Lepidotes elvensis* (Bl.), *Loliginites agassizi* (Desl.), *Caturus* sp.; des **crustacés** : *Coleia edwardsi* (Mor.) ; des **reptiles** : *Pelagosaurus typus*, *Stenopterygius setlandicus* ;

– pour les **céphalopodes** principalement :

. des **ammonites** avec de nombreuses espèces d'*Hildoceras* et *Harpoceras* avec *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Hildoceras* cf. *sublevisoni* Fuc., *H. angustisiphonatum* Prinz., *H. graecum* Renz. ; *H. quadratum* Prinz., *Hildoceras* variées figurés par *Mitzopoulos*, *Merla*, *Zanzucchi*, des *Harpoceras* du groupe *H. falcifer* (J. Sow.), *H. concinnum* S. Buck., *H. cf. mulgravium* (Y. et B.), *Harpoceratoides alternatus* (Simpson), *H. sp.*, *Hildaites borealis* S. Buck., des Dactyloceratidae avec *Dactyloceras commune* (J. Sow.), *D. holandrei* (d'Orb.), *D. (Orthodactylites) semicelatum* (Simpson), mais aussi *Zugodactylites* sp., *Peronoceras*, *Catacoeloceras*, *Dumortiera pseudoradosa* (Branco), *D. radiosa* (Seeb.), *D. radians* (Rein.), *D. striatulocostata* (Qu.), *D. munieri* (Haug.), *D. prisca* S. Buck., *D. cf. explanata* (Ziet.), *D. moorei* (Lyc.), *D. subundulata* (Branco), *D. exigua* (S. Buck.), *D. sparcicosta* (Haug.), *D. prisca* (S. Buck.), *Catullocheras dumortieri* (Thioll.), *C. leesbergi* (Branco), *Catacoeloceras foveatum* (Simpson), *Haugia jugosa* (J. Sow.), *H. variabilis* (d'Orb), *H. illustris* (Denck.), *H. navis* (Dum.), *Brodieia* cf. *curva* S. Buck., *Maconiceras lassum* S. Buck., *Chartronia rudis* S. Buck., *Lytoceras sublineatum* (Oppel), *Lytoceras crenatum* (S. Buck.), *L. cornucopiae* (Y. et B.), *L. quenstedti* Brasil, *Phylloceras heterophyllum* (J. Sow.), *Hammatoceras insigne* (Schubl.), *H. aff. costulosum* Merla, *Esericeras occidentale* (Haug), *E. eseri* (Oppel.), *Phymatoceras (Chartronia) rudis* (Simpson), *P. (Chartronia) robustum* (Denck.), *Accrocoelites* sp., *Cenoceras* sp., *Grammoceras doermtense* (Denck.), *G. thouarsense* S. Buck., *G. penestriatum* S. Buck., *G. cf. striatum* (J. Sow.), *G. audax* S. Buck., *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. cotteswoldiae* S. Buck., *P. quadratum* (Haug.), *P. muelleri* (Denck.), *P. bingmanni* (Denck.), *P. saemanni* (Dum.), *Pseudolioceras compactile* (Simpson), *Peronoceras fibulatum* (J. de C. Sow.), *Pleydella aalensis* (Ziet.), *P. subcontata* (Branco), *P. mactra* (Dum.), *Cotteswoldia costulata* (Ziet.), *Pseudomercaticeras* sp., *Phlyseogrammoceras* sp., *Tiltoniceras* sp., *Alocolytoceras* sp., *Pleurolytoceras* sp. ;

. des **bélemnites** dont *Aulacoteuthis harleyi* (Mayof), *Dactyloteuthis irregularis* (Schloth.), *Salpingoteuthis tessoni* (d'Orb.) ;

– dans la faune de petits **brachiopodes** des couches à *Koninckella* qui contient de nombreux thécidés, on dénombre *Cadomella moorei* (Dav.), *Sphaeroidothyris globulina* (Dav.), *Nannirhynchia pygmaea* (Morris), *Koninckella liasina* (B.-Ch.), *K. davidsoni* (E.E.-D.), *Davidsonella moorei* (Dav.), *D. sinuata* (E.E.-D.), *D. truncata* Paj., *Thecidella perrieri* (E.E.-D.), *Th. rustica* (Dav.), *Moorellina* (*Morellina*) *bouchardi* (Dav.), *M. (Elliotina) deslongchampsii* (Dav.), *Eudesella mayalis* (E.E.-D.), auxquels il faut rajouter dans le reste de la série, *Pseudokingena deslongchampsii* (Dav.), *Steinmannia bronni* (VOLTZ), *Zeillera lycetti* (Dav.), *Stolmorynchia bouchardi* (Dav.), *Pseudogibbirhynchia moorei* (Dav.) ;

– les **bivalves** sont représentés par *Plagiostoma toarcensis* (d'Orb.), *Variamusium pumilus*, *Euspira pelops* (d'Orb.), *Eucyclus capitaneus* (Munster), « *Leda* » *rostralis* (Lamk.), « *Astarte* » *voltzi* (Hoen.), « *Nucula* » *hammeri* (Defr.) (Lamk.), *Parainoceramus dubius* (J. Sow.), auxquels il faut rajouter des huîtres tels que *Exogyra monoptera* (J.-A. et E.E.-D.) ;

– les **échinodermes** enfin, avec articles de crinoïdes et radioles d'oursins, parmi lesquels *Isocrinus jurensis* (Qu.) et *Rhabdocidaris impar* (Dum.).

Conditions de dépôt et extension régionale

Les Argiles à poissons se sont déposées dans des conditions presque euxiniques, dans des eaux très calmes, confinées, stagnantes, sous faible tranche d'eau, dans un milieu hostile à la survie des organismes marins. Ces conditions extrêmes ont entraîné la disparition des peuplements benthiques (bivalves, gastéropodes, brachiopodes, échinodermes et bryozoaires) du Domérien (Riout et Fily, 1980). Les Calcaires à ammonites témoignent d'un rétablissement des conditions de plate-forme marine ouverte sur le large, dans un environnement calme, situé sous le domaine d'action des vagues. Dans un premier temps des formes naines pullulent, puis viennent des individus de plus grandes tailles. Cette sédimentation est enrichie épisodiquement par des apports coquilliers plus grossiers de bivalves et échinodermes attestant d'une énergie hydrodynamique plus forte. Les Marnes à *Haugia*, présentent un faciès plus terrigène, à la fois sur les écueils et plus au large. Elles correspondent à une nouvelle incursion transgressive. Vers la fin du Toarcien, les bioclastes subissent une ferruginisation, en relation avec un ralentissement sédimentaire. Le Calcaire à grains ferrugineux condensé et à ammonites phosphatées et oolites ferrugineuses termine la formation.

La conquête et la transgression des écueils qui ont débuté au Pliensbachien se poursuivent pendant le Toarcien. Dans cet environnement, les sédiments toarciens montrent une multiplication des arrêts de sédimentation et des niveaux de condensation. Certains faciès au droit des

écueils sont riches en éléments d'échinodermes (stéréomes d'oursins et articles de crinoïdes) à l'identique des sédiments plienschachiens.

Vers le Nord, sur les feuilles Bayeux-Courseulles et Balleroy, le Toarcien a une épaisseur de 8 m au maximum. Au-delà dans le secteur de Sainte-Mère-Église (leviers en cours), il est encore représenté par 3 à 5 m de marnes brunes, équivalentes des Argiles à poissons, surmontées par 6 à 8 m de calcaires à céphalopodes. Les Argiles à poissons ont été reconnues sur les fonds de la Manche au Nord-Ouest de la Hague (Larsonneur et Rioult, 1969) et dans le sondage profond du Havre (Rioult et Fily, 1980). Vers l'Est et le Sud, le Toarcien se retrouve sur la feuille Mézidon avec des épaisseurs variants de 2 à 6 m. Sur la feuille Falaise, il ne mesure plus que 2,5 m d'épaisseur. Dans ces secteurs, les deux unités sont représentées, hormis dans les zones d'écueils. Nous n'avons pas retrouvé les lambeaux résiduels de Toarcien signalés à Maisoncelles-sur-Ajon et au Mont-d'Ancre dans la notice de la carte géologique à 1/80 000. Sur la feuille Argentan, au Sud de la feuille Falaise, on trouve encore un Toarcien sur 2 à 5 m, directement transgressif sur le socle. Dans cette région, un faciès argilo-silteux à miches calcaires, apparenté à celui des Argiles à poissons est encore reconnaissable, de même qu'un faciès argileux à oolites ferrugineuses et ammonites phosphatées, équivalents des Calcaires à ammonites.

j1-2Ma. Formation de la « Malière » (Aalénien-Bajocien inférieur) (0-8 m). À la base de la série aaléno-bajocienne s'individualise de manière très discrète un niveau d'oolites ferrugineuses d'âge aalénien, d'épaisseur inframétrique, et qui, ne pouvant être individualisé cartographiquement, a été regroupé avec la formation de la « Malière ».

• **Oolite ferrugineuse aalénienne (Aalénien inférieur).** Épais de moins d'un mètre, cet horizon de condensation, recouvert généralement par les produits d'altération argileux de la « Malière » sus-jacente, n'est qu'exceptionnellement exposé. Les deux seuls affleurements connus de cette formation sur le territoire de la feuille Villers-Bocage sont localisés dans la carrière Guérin de Feuguerolles, en rive gauche de l'Orne et dans la tranchée du périphérique sud de l'agglomération de Caen, dans l'angle nord-est de la feuille. Quelques occurrences dans les labours sont parfois reconnaissables pour un œil exercé. Au niveau d'Evrecy, la notice de la carte géologique à 1/80 000 signale la présence de ces couches avec *Leioceras opalinum*.

Le calcaire argileux bioturbé micritique avec oolites qui constitue ce niveau porte des oncolites ferrugineux de grandes tailles (1 à 20 cm) tout à fait caractéristiques. À Feuguerolles (Gauthier et al., 1996), on trouve un ou deux pavages oncolitiques ferrugineux, à structure pelliculaire concentrique, aplatis en forme de galettes de 15 cm de diamètre pour 3 à 4 cm d'épaisseur, à grains de glauconie, séparant un calcaire micritique

lenticulaire, à oolites ferrugineuses. Le premier niveau d'oncolites nivelle la surface d'érosion terminale du Calcaire à grains ferrugineux toarcien et remanie des ammonites du Toarcien supérieur et nombre d'autres bioclastes et lithoclastes ferruginisés, perforés, encroûtés par des serpules.

Le faciès de ce niveau condensé, oolitique avec ferruginisation des divers clastes, indique que la sédimentation au début de l'Aalénien reste dans la continuité de celle présente au Toarcien supérieur, et confirme la tendance au ralentissement de la sédimentation amorcé à la fin du Lias.

La macrofaune est nombreuse et diversifiée. Elle est composée de bivalves (*Chlamys*, *Ctenostreon*, *Trigonia*, *Myochonca*, *Gervillia*, *Pleuromya*) et de gastéropodes (*Pleurotomaria*) surtout abondants près des écueils. Les ammonites sont moins nombreuses (*Leioceras opalinum*, *Cypholloceras*), ainsi que les bélemnites. Cet horizon est attribué à la base de l'Aalénien inférieur (sous-zone à *Opalinum*). Il surmonte une surface d'érosion importante marquée par la lacune de la zone à *Aalensis* (Toarcien terminal). Il est tronqué à son tour par une surface d'érosion marquée par une lacune de la sous-zone à *Comptum* (partie supérieure de l'Aalénien inférieur).

Ce niveau a été reconnu du Cotentin au Bessin et jusqu'à la région de Falaise au-delà de laquelle il disparaît. Il est en revanche absent du sondage du Havre (Rioult, 1980).

• « *Malière* », *calcaire argileux à silex (Aalénien moyen à Bajocien inférieur)*. La « *Malière* » (la « pierre malière » est un ancien terme de carrier) constitue la première formation du cycle transgressif du Jurassique moyen. Elle s'étend largement sur les trois plateaux constituant la couverture jurassique de la feuille Villers-Bocage. Elle est souvent dégradée et altérée en argile se rattachant aux ensembles d'argile à silex de la paléosurface polygénique pré-pliocène.

Le faciès banal est celui d'un calcaire dur grisâtre, massif, micritique à pâte fine bioturbée et à matrice prédominante, à grains de glauconie et pellets ferrugineux dispersés. Ce faciès boueux est une biopelmicrite fine à texture de packstone, riche en petits bioclastes souvent micritisés (bivalves, échinodermes, spicules d'éponges et foraminifères). Dans les niveaux supérieurs qui s'enrichissent en grains de glauconie, ces derniers remplissent parfois les loges de foraminifères ou les canaux de spicules d'éponges. Les bancs sont d'épaisseur décimétrique à demi-métrique, séparés par des interlits argileux minces. Les silex sont rares dans cette formation au niveau de la feuille Villers-Bocage, contrairement à ce que l'on a coutume de voir au Nord dans les faciès de la « *Malière* » du Bessin.

Elle est caractérisée par un faciès de calcaire bioclastique fin, gris à peu près uniforme. Les silex peuvent localement être abondants, par exemple au Sud de Sainte-Honorine-du-Fay (la Tocque). Ils se présentent sous l'aspect de gros silex gris à cortex blanchâtre, relativement gélifs. L'épaisseur de la formation est de 6 m, entre Sainte-Honorine-du-Fay et Vieux.

Le plus souvent le sommet contient des petits grains de glauconie, juste avant le passage à l'Oolite ferrugineuse de Bayeux. À proximité des paléoreliefs (par exemple May-sur-Orne), la « Malière » s'enrichit en petites oolites ferrugineuses.

Cette formation est bien visible à la sortie sud-ouest d'Evrecy sur la route de Vacognes.

La formation est peu différenciée dans la zone cartographiée. Il est vrai que l'on ne dispose pas dans le territoire de la feuille d'affleurement en carrière permettant une étude de détail. Quelques tendances peuvent être néanmoins soulignées. La base de la formation est plus argileuse, plus bioturbée, noduleuse et contient parfois en abondance de grosses térébratules (secteur entre Maltot-Feuguerolles-Vieux, ainsi qu'à l'Est de Mutrécy). Ce trait faunistique a été signalé par O. Dugué et *al.* (1997) dans la coupe de Bretteville au Sud de Caen, sur la feuille Bayeux. Les grains de glauconie sont nettement plus abondants vers le sommet de la formation. À l'inverse, le contenu quartzeux décroît vers le sommet. Ces quelques éléments d'information sont en cohérence avec les connaissances régionales.

L'épaisseur estimée de la formation est de 8 m dans les environs d'Esquay-Notre-Dame-Evrecy. Elle pourrait être moitié moindre dans la région de Cesny-Bois-Halbout au Sud. Elle diminue fortement au niveau des écueils jusqu'à disparaître.

Dans la coupe de la carrière Guérin, à Feuguerolles, la « Malière » qui n'est plus représentée que par 0,25 m de calcaire micritique gris silteux à glauconie, montre dans le détail, la plupart des unités habituelles de la formation. Au-dessus du niveau à oncolithes ferrugineux aaléniens, le premier banc de calcaire recèle de nombreux fossiles : bélemnites, ammonites, bivalves et pleurotomaires. Le second banc est constitué par un calcaire à pâte fine et homogène. Les grains de glauconie, éparpillés à la base, sont plus nombreux au sommet. La surface terminale de ce banc est érodée et bioturbée par des terriers verticaux simples du type *Skolithos*. Cette discontinuité est nivelée par des sables glauconieux fossilifères, équivalent latéral de la « Couche verte » connue régionalement à la partie supérieure de la formation. Celle-ci est érodée à son tour et surmontée par une accumulation de graviers ferrugineux et d'ammonites remaniées.

L'unité inférieure représente l'Aalénien moyen à supérieur (zones à Murchisonae–Concavum). Les unités moyennes et supérieures représentent le Bajocien inférieur (respectivement zones à Discites à Laeviuscula et à Sauzei).

La « Malière » représente une séquence transgressive sur une plate-forme, en limite des parties interne et externe, où l'eau s'approfondit, encadrée par deux épisodes d'érosion-condensation (oolite aalénienne à la base, « Couche verte » vers le sommet).

Au Nord, dans le Bessin, la « Malière » épaisse de 8 à 10 m, contient d'abondants silex. Dans la région du stratotype du Bajocien (feuille Grandcamp-Maisy et Bayeux) à la falaise des Hachettes près de Sainte-Honorine-des-Pertes, et aux alentours de Bayeux, la « Malière » est subdivisée en trois membres. Les membres inférieurs et moyens biomicrocritiques, à accidents siliceux sont de plus en plus glauconieux. Le sommet du membre moyen est intensément creusé et érodé (surface de Sainte-Honorine 1 ; *in* Rioult et *al.*, 1991) par le membre supérieur épais de moins d'un mètre, très riche en glauconite et bioclastes phosphatés, et qualifié de « Couche verte ». Vers le Nord-Est dans la région de Caen, son épaisseur diminue (6 m) et les accidents siliceux sont beaucoup moins nombreux ou disparaissent. Sur la feuille Mézidon, la « Malière » ne représente plus que 3 m. La formation n'existe plus dans la région de Falaise et Condé-sur-Noireau.

j20. Formation de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux (Bajocien inférieur *p.p.* à supérieur) (0-3,7 m). Cette formation carbonatée ferrugineuse, très fossilifère, épaisse de un à deux mètres, nivelle les irrégularités de la surface d'érosion du sommet de la « Malière ». Sa faible épaisseur est compensée par son exceptionnel contenu faunistique, qui, dans un excellent état de conservation a permis de la subdiviser plus finement. Les auteurs distinguent en général quatre horizons (a, b, c, d) correspondant à la succession des zones d'ammonites à *Humphriesianum*, *Niortense*, *Garantiana* et *Parkinsoni*. L'horizon « a » correspond au Conglomérat de Bayeux, à oncoïdes et stromatolithes ferrugineux, du stratotype de Sainte-Honorine-des-Pertes (feuille Grandcamp-Maisy).

L'oolite ferrugineuse bajocienne est fréquemment accessible dans les labours, où elle livre habituellement de nombreux fossiles (ammonites, bivalves, gastéropodes, bélemnites, coraux, nautilus), mais où son analyse séquentielle est impossible. Dans le cadre de la feuille, la coupe de la carrière Guérin à Feuguerolles, en rive gauche de l'Orne, demeure l'affleurement de référence (Gauthier et *al.*, 1995, 1996).

L'Oolite ferrugineuse de Bayeux est composée de bioclastes et d'oolites ferrugineuses et pisolithes en différentes proportions, disséminés dans une

matrice boueuse calcaire de couleur beige, plus ou moins bioturbée. C'est un niveau de condensation typique.

Cette formation présente une signature très nette en photographie aérienne : bandes très claires indiquant un assèchement et un mûrissement précoce des cultures.

Dans la coupe de la carrière Guérin (fig. 11), selon H. Gauthier *et al.* (1995), la sédimentation est régulière et monotone et s'organise en grandes lentilles d'échelle décamétrique à hectométrique. On note la présence de rares gravelles ferrugineuses et de bioclastes remaniés. Le litage original n'apparaît pas en général, masqué sans doute par la bioturbation intense qui a détruit toute structure sédimentaire physique. La taille des oolites tend à croître du bas vers le haut pour atteindre une taille millimétrique dans la dernière zone en même temps que l'hétérométrie est maximale.

Les subdivisions reconnues sont les suivantes (Dugué *et al.*, 1997) avec leurs équivalents au niveau du stratotype :

– unité 1 (1,55 m) : zone à *Humphriesianum*, sommet du Bajocien inférieur (couche a du stratotype ou niveau A et B de Gauthier *et al.*, 1996). Elle débute par une couche argileuse brunâtre (0,25 m) à petites oolites ferrugineuses limoniteuses formées autour de nuclei glauconieux, puis passe vers le haut à des calcaires micritiques blanchâtres fossilifères (gros bivalves, bélemnites, brachiopodes), à fines oolites ferrugineuses limoniteuses autour de nuclei glauconieux remaniés de la « Couche verte » sous-jacente. Ces petits bancs calcaires d'épaisseur décimétrique sont mal stratifiés, superposés les uns aux autres, sans interlits marneux. Le dernier est bioturbé par des terriers simples verticaux de type *Skolithos* ;

– unité 2 (0,9 m) : zone à *Humphriesianum p.p.* et zone à *Niortense p.p.*, passage Bajocien inférieur–Bajocien supérieur (couche a et b du stratotype ou niveau C et D de Gauthier *et al.*, 1996). Elle débute par des calcaires très micritiques en bancs décimétriques, souvent altérés avec de fines oolites ferrugineuses noires vernissées, de petites tailles et bien calibrées. Ces bancs sont surmontés par des calcaires micritiques finement bioclastiques, grisâtres, plus massifs et mal stratifiés. La macrofaune préservée est rare, à l'exception de brachiopodes ;

– unité 3 (0,6 m) : zone à *Niortense* (couche b du stratotype ou niveau E1 de Gauthier *et al.*, 1996). Dans les calcaires gélifractés de cette unité, il est possible de reconnaître un faciès micritique jaunâtre, très riche en ammonites, caractérisé par des oolites noires vernissées de taille moyenne, d'abord clairsemées, puis regroupées. Les bancs deviennent massifs et homogènes. La macrofaune est peu diversifiée. Les ammonites sont présentes dans l'ensemble de l'unité, sans concentrations particulières. Le sommet de cette unité ne présente pas de surface particulière ;

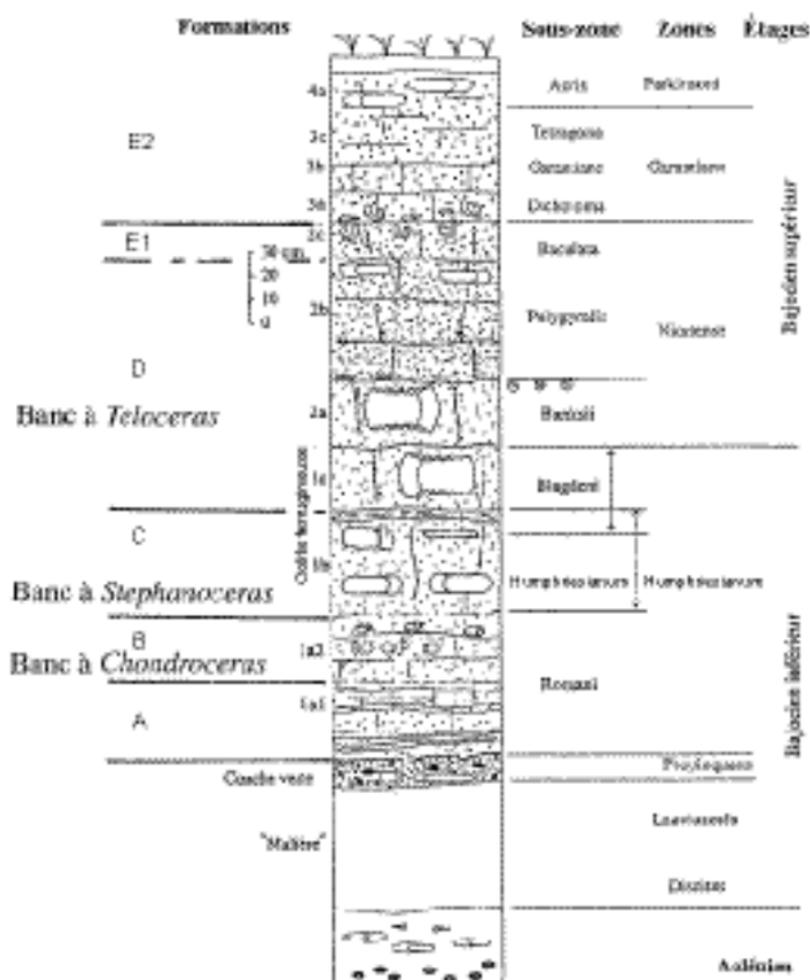


Fig. 11 - Zonation biostratigraphique de la Formation de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux, dans la carrière Guérin (Feuqueurolles) (in Gauthier et al., 1986)

– unité 4 (0,6 m) : zones à Garantiana et à Parkinsoni (couche c et d du stratotype ou niveau E2 de Gauthier et *al.*, 1996). Cette dernière unité est constituée par un calcaire micritique bioclastique, plus grossier que les calcaires sous-jacents, avec des oolites ferrugineuses noires vernissées, fines à la base, plus grosses et concentrées en paquets au sommet. La macrofaune devient plus nombreuse et plus diversifiée avec nombreux *Pleurotomaria*, bélemnites et bivalves.

Selon H. Gauthier, la succession stratigraphique du Bajocien de Feuguerolles est plus complète que celle du stratotype de Sainte-Honorine, avec la disparition de la lacune biostratigraphique au passage Bajocien inférieur/supérieur, un épaissement des dépôts calcaires contemporains des trois premières couches, et des discontinuités sédimentaires plus discrètes, définies seulement par des contrastes lithologiques, voire de simples changements fauniques et non par des surfaces remarquables comme dans le stratotype. Cet auteur reconnaît dans cette coupe quatre zones biostratigraphiques, dix sous-zones et au moins seize horizons distincts, ce qui en fait un enregistrement biostratigraphique exceptionnel et une succession beaucoup plus détaillée que dans la plupart des sites normands classiques (fig. 12).

Les changements sédimentaires les plus remarquables à Feuguerolles interviennent dans la zone à Humphriesianum et à la base de la zone à Niortense, avec la disparition des oncolithes et des stromatolites ferrugineux du « Conglomérat de Bayeux ».

Dans le Sud de la feuille Villers-Bocage, la formation peut se suivre en continuité jusqu'au niveau de Croisilles. Dans la tranchée de la D 121 qui descend depuis la Forge à Cambro vers l'Ouest, les fossiles finement préservés du niveau oolitique sont conservés au sein des argiles à silex, en bordure du plateau, alors qu'aucune assise carbonatée n'est reconnaissable. Autour de Cesny-Bois-Halbout cependant, le niveau s'amenuise puis disparaît entre « Malière » et Calcaires à spongiaires.

Dans la zone d'écueils de May-sur-Orne, l'Oolite ferrugineuse peut reposer directement sur tous les termes sous-jacents ou se biseauter directement sur les terrains paléozoïques.

Dans les restes d'une ancienne carrière préservée entre le cimetière et le stade (x = 402,430 ; y = 1 158,910), on peut voir la formation de l'Oolite ferrugineuse reposer directement sur le toit du banc de Roc, le Pliensbachien discordant sur les grès paléozoïques, ne mesurant qu'un mètre d'épaisseur. M. Antoine (1905), a décrit dans une carrière mal localisée des environs de May-sur-Orne, une couche bajocienne à « faciès de récif » contenant de nombreux gastéropodes (plus de 80 formes différentes) et peu de céphalopodes (de petites tailles), rappelant les

Étages	Zones	Sous-zones	BESSIN / CAMPAGNE DE CAEN		
CALLONIEN INFÉRIEUR	Marnes de Luché	Quingis	MARNES d'ÉCOVILLE	Écovieille	
		Macroniphelus			
BATHONIEN	supérieur	Dicois	Dicois	ARCHES de LION	Lion
			Holland	CALCAIRE de LOWRINE CALLASSES de la BASSE ÉCARDE	Lac 2 Lac 1
		Riescourt	Oppal	CALLASSES à néphalopodes	Riesville
			Wagesi	CALCAIRE de RAVVILLE	Arrière de 1
	moyen	Moussi	Wagesiensis	CALLASSES de BLAINVILLE	Blainville
			Moussi	CALCAIRE de BLAINVILLE	Campagn
		Sable moussus		CALLASSES de LONGUEFONTAINE HENRY	
		Progracis		CALCAIRE de ST PIERREMONT CALCAIRE de CRELLY	Tour 2 Fond de Arrière 2
	inférieur	Tongibatus		Caillots de Caen	
		Zigzag	Viviparus	MARNES de PORT-ET-BESSIN Couches de passage	Port 2
			Meliparus		(C)
			Convergus		(B)
		(A)	Port 1		
BAJOCIEN SUPÉRIEUR	Paludicost	Bonifed	Caillots à spongiaires	Ég. Hygrolog 4	
		Densicosta	Outils ferrugineuse de Bayeux	Couche (C)	
		Acis		Couche (B)	
		Tetragona			

Fig. 12 - Zonation biostratigraphique ammonitique du Jurassique moyen (v. Dugué et al., 1998)

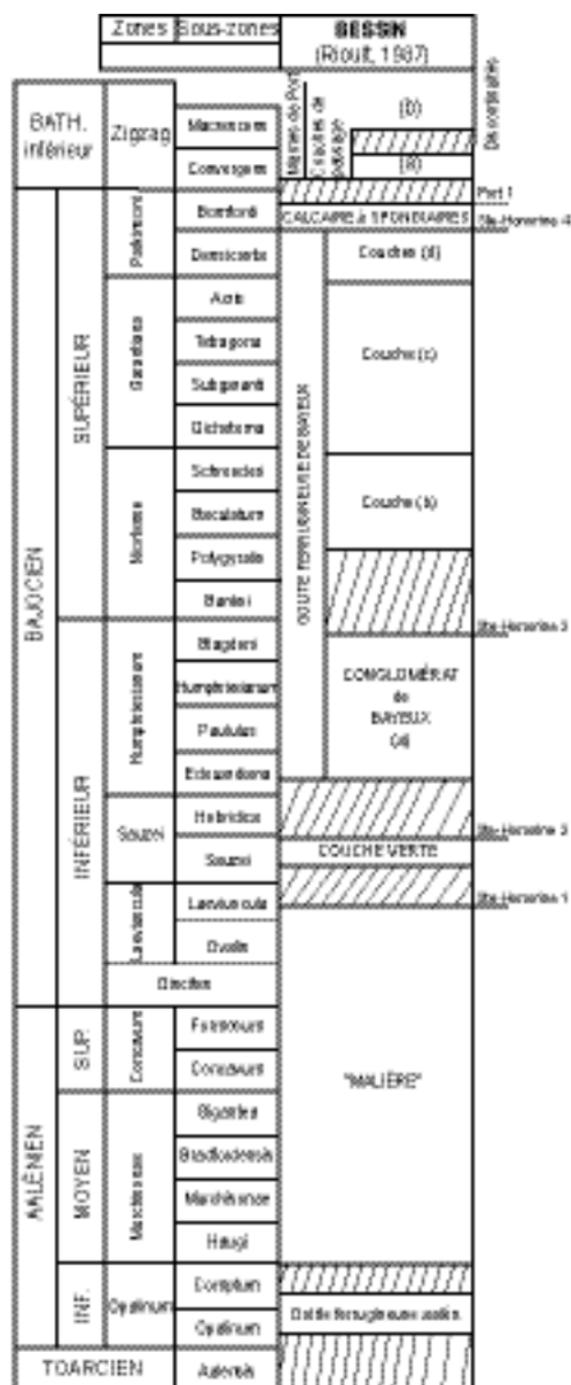


Fig. 12 (suite) - Zonation biostratigraphique ammonitique du Jurassique moyen (in Dugué et al., 1938)

« poches à gastropodes » du Lias. M. Rioult (1968), mentionne dans une carrière qui était située au Nord du cimetière de May-sur-Orne et de la route de Fontenay, la présence extrêmement discrète de l'oolite bajocienne. Les irrégularités du socle dans ce site, étaient comblées par des blocs mesurant jusqu'à près de 2 m de longueur et des galets, le tout cimenté par le calcaire du Lias. Une surface d'érosion arasait au même niveau les crêtes de grès paléozoïques, les blocs, les galets et leur ciment, sous les Calcaires à spongiaires transgressifs. L'Oolite ferrugineuse n'y était conservée que dans les trous de perforants creusés dans la surface d'abrasion.

Les faciès condensés de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux se caractérisent par l'absence de sable quartzeux. Ils correspondent à un épisode de sédimentation/érosion sur haut-fond de mer ouverte, dans des conditions voisines de l'émergence, éloignés des côtes. Selon H. Gauthier et *al.* (1995, 1996) ils correspondent au site de la carrière Guérin à des dépôts mis en place par une dynamique de houle de tempêtes, sur une plate-forme marine, ouverte sur le large, alors que le site du stratotype de Sainte-Honorine constituait plutôt un haut-fond, à cette même époque.

L'Oolite ferrugineuse de Bayeux est connue sur toute la partie nord-est et nord-ouest de la bordure armoricaine, depuis le Cotentin jusqu'à la région du Havre. Au Nord-Est, l'Oolite ferrugineuse a été retrouvée en sondages en baie de Seine et jusque dans le Pays de Caux. Ce mince épisode est particulièrement bien développé dans la Campagne de Caen et le Bessin où il fait partie du stratotype bajocien. Vers l'Est (feuille Falaise) l'Oolite ferrugineuse se fonde (niveau de Bretteville-sur-Laize), dans la base des calcaires boueux bioclastiques à brachiopodes (Calcaires à *Acanthothyris spinosa*), équivalent latéral des Calcaires à spongiaires. Dans la butte d'Angloville qui représente le prolongement vers le Sud du plateau de Cesny-Bois-Halbout, sur la feuille Condé-sur-Noireau, M. Rioult a décrit des calcaires jaunâtres bioclastiques, à graviers de socle, avec une faune spécifique des zones à *Humphriesianum* et à *Niortense* (sommet du Bajocien inférieur et base du Bajocien supérieur), qui sont donc des équivalents latéraux de la base de l'Oolite ferrugineuse.

j2S. Calcaire à spongiaires (Bajocien supérieur) (12 m). Dernier membre du triptyque bajocien, le Calcaire à spongiaires (« Oolite blanche » des anciens auteurs) forment une unité très caractéristique du paysage géologique de ces régions de Normandie. C'est un calcaire blanc, peu stratifié, riche en éponges siliceuses. Il se traduit généralement en surface, dans les labours, par un semis de cailloutis très blancs, calibrés de taille décimétrique parmi lesquels il n'est pas rare de trouver des éponges préservées en forme de cupules de taille décimétrique. La cassure présente un aspect porcellané. Très carbonaté, cet ensemble est fréquemment

karstifié. Le paysage qu'il constitue est toujours parsemé de dolines ou d'entonnoirs de dissolution obturés par un résidu argileux.

La formation est bien exposée dans un certain nombre d'anciennes carrières exploitées autrefois pour les fours à chaux. On peut mentionner la carrière des Fours à Chaux située au-dessus de Courmeron, sur la commune de Croisilles. La formation, visible sur un parement de 10 m, s'y présente comme un empilement de bancs plutôt massifs, de 3 à 4 m d'épaisseur, séparés par de minces diasthèmes argileux. Des cordons de silex sont présents. Un autre exemple se trouve au Sud-Ouest de Bois-Halbout, au lieu-dit les Quatre Vents, où une coupe de 8 à 10 m dans la formation est exposée dans une carrière abandonnée. Elle y est représentée par des calcaires massifs en bancs de 1 à 3 m, à intercalation de silex bulbeux aux formes tourmentées.

Les bancs calcaires, mal définis, d'épaisseur métrique à plurimétrique, sont bioclastiques, constitués essentiellement par un empilement d'éponges en débris ou intactes, en forme de coupe, perforées, encroûtées. Le ciment est micritique, parfois marneux, riche en grumeaux limonitiques (pelloïdes argilo-ferrugineux). La faune est dominée par des peuplements d'éponges siliceuses et calcaires non constructives, disposées en prairies et accompagnées d'une faune commensale de bryozoaires, brachiopodes, oursins et mollusques dont de rares ammonites. On ne note pas d'évolution latérale ou verticale particulière dans le cadre de la feuille.

À l'extrémité inférieure de la formation, on note l'apparition d'un banc à faciès bioclastique fin et dur à *Acanthothis spinosa* identique à celui qui représente le Bajocien supérieur vers le Sud-Est de la région (feuilles Falaise et Mézidon).

Ce faciès bioclastique fin apparaît à l'extrême base de la formation dans le secteur de May-sur-Orne-Laize-la-Ville. Sur les feuilles Mézidon et surtout Falaise, ce faciès remplace latéralement l'ensemble de la formation du Calcaire à spongiaires.

L'épaisseur de la formation avoisine les 10 à 12 m sur toute l'étendue de la feuille Villers-Bocage, sauf au niveau de l'écueil de May. C'est ainsi qu'entre Feuguerolles et Maltot, une crête de grès ordoviciens, contre laquelle la formation sédimentaire vient s'appuyer n'a probablement pas été recouverte par les dépôts du Bajocien supérieur.

M. Rioult a récolté dans les carrières ouvertes dans le Calcaire à spongiaires de Cesny-Bois-Halbout une ammonite *Parkinsonia (Durotrigensia)*, de la zone à Parkinsoni du Bajocien terminal (sous-zones à Densicosta-Bomfordi).

Après l'épisode à caractère condensé de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux, le faciès du Calcaire à spongiaires dénote une reprise du taux de sédimentation. On assiste à un retour progressif vers une sédimentation carbonatée de mer ouverte, en limite distale de plate-forme interne subsidente. La tranche d'eau augmente. De fait, la transgression et l'ennoiement presque complet des écueils est achevée à cette époque. Le fond est peuplé essentiellement par des prairies d'éponges vivant dans un milieu de décantation de boue micritique. Ces prairies à spongiaires se trouvaient en dessous du niveau d'action des houles ordinaires, mais étaient atteintes par les vagues de tempêtes, capables de retourner complètement des éponges de 30 cm de diamètre.

La formation du Calcaire à spongiaires s'étend largement dans tout le Bessin, le Cotentin et jusqu'en baie de Seine avec des caractères variants peu. Au Nord-Ouest, le calcaire forme la base de la falaise littorale sur une grande partie de la feuille Grandcamp-Maisy et se retrouve dans la falaise des Hachettes, site du stratotype bajocien, dont elle constitue la partie supérieure. L'épaisseur de la formation est là de 9 à 12 m. Vers le Nord-Est, sur la feuille Caen, on la retrouve dans les sondages du synclinal de Ranville, avec des caractères identiques et sur une épaisseur de 10-12 m. Au-delà elle a été retrouvée en sondages en baie de Seine et jusque dans le Pays de Caux. Vers l'Ouest (feuille de Mézidon), et le Sud (feuille Condé-sur-Noireau) elle passe à un calcaire bioclastique grossier à oncoïdes, entroques et débris d'éponges, qui semble se réduire rapidement. Enfin, plus au Sud-Ouest, sur la feuille Falaise, la formation passe au Calcaire de Fresné-la-Mère (Ménillet et Riout, 1994) ou Calcaire à *Acanthothyris spinosa*, biomicrite et biopelsparite jaunâtre à blanchâtre dont l'épaisseur maximum est de 14 m, qui se poursuit sur les feuilles voisines Vimoutiers et Argentan. Dans la butte d'Angloville qui représente le prolongement vers le Sud du plateau de Cesny-Bois-Halbout, sur la feuille Condé-sur-Noireau, M. Riout a décrit des calcaires blancs à jaunâtres, à silice, bioclastiques, riches en spicules et débris d'éponge et échinodermes, ayant 10 m d'épaisseur. Plus loin vers le Sud, sur la feuille Argentan, le Bajocien supérieur déborde les formations liasiques pour reposer directement sur le socle sous forme d'un conglomérat remaniant à la base des fossiles de la zone à *Humphriesianum*, surmonté par un calcaire gréseux bioclastique à *Acanthothyris spinosa* de 2 à 3 m d'épaisseur.

j3. Formation du Calcaire de Caen (Bathonien inférieur à moyen) (30 à 40 m). Bien que cela ne soit pas perceptible dans le cadre de la feuille, et n'apparaisse qu'au vu des cartes voisines Mézidon et Falaise, les terrains bathoniens sont largement transgressifs sur les assises bajociennes dont ils débordent amplement l'aire de dépôt en recouvrant les paléoreliefs résiduels des grès paléozoïques sous plusieurs dizaines de mètres de sédiments carbonatés. Différents membres sont classiquement distingués. Les couches de passage (j3Cp, feuille Bayeux), horizons fossilifères marqueurs de la base

du Bathonien, n'ont pas été observées et il y a probablement lacune de la base du Bathonien. Le membre des Bancs bleus est par contre présent au Nord-Est, à proximité de Caen. Il représente là comme dans la ville de Caen, l'équivalent latéral et basal très aminci des Marnes de Port-en-Bessin qui se développent vers le littoral. Le membre principal du Calcaire de Caen se développe sur la marge est de la feuille, formant une cuesta dominant les villages de Saint-Martin-de-Fontenay et May-sur-Orne et constituant le substrat du plateau de Bois-Halbout. Sa limite supérieure n'est pas exposée dans le cadre de la feuille.

Dans le Bessin et la campagne de Caen, la formation du Calcaire de Caen (j3) est rapportée aux zones à Zigzag et Tenuiplicatus du Bathonien inférieur et à la base de la zone à Progracilis du Bathonien moyen.

j3B. Membre des Bancs bleus (Bathonien inférieur) (5-10 m). Comme sur la feuille Caen à 1/50 000, la Formation du Calcaire de Caen commence par le membre des Bancs bleus. Ils ont en photographie aérienne une signature assez caractéristique : alternance de bandes sombres et claires, plus humides ou plus sèches (secteur de Saint-Martin-de-Fontenay par exemple). Ces horizons sont l'équivalent des « couches de Fontenay-le-Marmion » décrites par J. Mercier (1932).

En labours, ce membre s'observe sous forme de plaquettes gélives sous le Calcaire de Caen, plus massif, formant un ressaut morphologique.

Ce terme des anciens carriers désigne une alternance marno-calcaire qui est rarement exposée. Elle n'a été individualisée que dans les zones de labours aux alentours d'Esquay-Notre-Dame et de Saint-Martin-de-Fontenay. Outre la présence des niveaux de marne, ce membre se distingue du Calcaire de Caen par la présence de pelloïdes ferrugineux dans les bancs calcaires et par la relative abondance de débris de fossiles, par rapport au membre supérieur qui est habituellement peu fossilifère. La faune de céphalopodes récoltées dans cet horizon a fourni de nombreuses *Parkinsonia pachypleura*, *Ebrayiceras pseudoanceps*, *Morphoceras multimorphe*, *Morphoceras* sp., *Procerites* sp., des brachiopodes : *Sphaeroidothyris sphaerodalis*, *Terebratula* sp., *Acanthothyris spinosa*, et des bivalves : *Entolium silenus*. L'ensemble de cette faune caractérise la base du Bathonien inférieur (sous-zone à Macrescens).

j3C. Membre du Calcaire de Caen (Bathonien inférieur et moyen) (25 à 30 m). Dans sa masse principale le Calcaire de Caen est représenté par un calcaire micritique fin blanchâtre au toucher crayeux, tendre, poreux, à cordons de silex. Il représente l'équivalent de la pierre de taille exploitée de longue date dans la cité caennaise.

Le microfaciès du Calcaire de Caen est une biomicrite ou pelmicrite fine à texture de packstone très riche en débris finement broyés, plus ou moins usés, décomposés ou rongés et triturés chimiquement et mécaniquement, de tests de mollusques, d'échinodermes, de brachiopodes, de bryozoaires, de petits foraminifères (textulariidés), de spicules d'éponges abondants, et de nombreux petits bioclastes micritisés provenant d'organismes divers, la plupart du temps non identifiables, formant une mouture fine de pelloïdes dans un ciment micro- ou crypto-cristallin. Des accidents siliceux, sous forme de tables, plus rarement de « chevilles » de formes subcylindriques, à section elliptique, disposées obliquement par rapport à la stratification, traversant un ou plusieurs bancs et montrant parfois des bifurcations, sont présents surtout dans la partie supérieure.

Ce type de dépôt qui correspond à une boue calcaire fine, bioturbée, composée de fins débris de tests d'invertébrés marins, déposés et remaniés dans de larges chenaux de marée, correspond à un dépôt de marécage côtier tropical peu profond, dans un milieu calme et abrité, éloigné du front de mer, situé probablement au fond d'un golfe.

L'épaisseur totale du Calcaire de Caen ne peut être estimée dans le cadre de la feuille puisqu'elle correspond à une limite d'érosion. À Caen elle atteint 25 à 30 m. Sur la feuille Mézidon à l'Est et Falaise au Sud-Est, ainsi que Vimoutiers dans le Trunois, elle est estimée entre 10 et 20 m.

Les faciès calcaires se biseautent vers le Nord au profit des Marnes de Port-en-Bessin pour se raccorder au « sillon marneux » armoricain. Ils se suivent vers le Sud-Ouest jusque dans la région de Falaise et Argentan où le Calcaire d'Écouché en représente l'équivalent latéral, tout en s'amincissant aux niveaux des écueils paléozoïques qu'ils peuvent recouvrir directement.

La formation du Calcaire de Creully (résiduel, non cartographié)

Dans l'extrémité nord-orientale du territoire de la feuille, la présence d'accidents siliceux subcylindriques (« chevilles » des carriers) indiquent très clairement que la partie sommitale du membre du Calcaire de Caen est ici atteinte. Cependant, on observe en plusieurs endroits, au sein de l'argile à silex en place ou solifluée, des silex le plus souvent de grande taille, en dalles fragmentées. Ceux-ci montrent la trame d'un sédiment bioclastique grossier et lité, attribuable à la formation du Calcaire de Creully (sus-jacente au Calcaire de Caen) dont ils constituent les témoins. C'est le cas notamment à l'Est d'Evrecy (Croix des Filandiers). Ce faciès, constitue le terme jurassique le plus récent observable dans les formations résiduelles. Le Calcaire de Creully (Bathonien moyen), bioclastique et oolitique, moins crayeux et très résistant par rapport au Calcaire de Caen, est largement représenté sur les feuilles Bayeux, Caen et Mézidon.

Crétacé

C1. Formation de la Craie de Rouen (Mont Pinçon) (Cénomanién) (résiduel). À l'altitude de 350 m à l'Est du Mont Pinçon ($x = 384,840$; $y = 1\,145,340$) subsiste une ancienne carrière qui a été exploitée pendant plusieurs périodes historiques (gallo-romaine, XIV^e et XVIII^e siècles) d'où l'on extrayait une argile noire, pour la fabrication de tuile (lieu-dit « la Bourbe Noire »), ou comme produit fondant pour forge. Au XIX^e siècle, les carrières ont été exploitées à nouveau pour la marne. Ce gisement a été signalé pour la première fois par A. de Caumont (1828). La deuxième édition de la carte géologique à l'échelle du 1/80 000 Falaise, fait état d'un lambeau de 2 à 3 m d'épaisseur pour quelques centaines de mètres carrés. Il a été à nouveau étudié par P. Juignet, en 1974. À l'heure actuelle plus rien n'est observable dans les vestiges de l'ancienne carrière, à l'exception de quelques rognons et pierres volantes de calcaire glauconieux à débris de fossiles, au droit de l'ancienne excavation.

Des observations faites par ces auteurs, s'appuyant sur des sondages à la tarière, il ressort que la craie était masquée par une couverture de 4 à 5 m d'argile noire, homogène, plastique, considérée comme un produit d'altération des ampélites siluriennes. L'épaisseur de la formation crayeuse sous-jacente aux argiles était estimée à 2 m, mais son contact avec le socle n'était pas visible. La coupe d'un puits, rapportée par A. de Caumont est la suivante de haut en bas :

- 0,60 m de terre végétale et alluvions ;
- 4,20 m de glaise noire ;
- 0,90 m de calcaire jaunâtre, friable, passant à la marne et renfermant peu de fossiles ;
- 0,20 m de calcaire blanc, taché de rouille et contenant beaucoup de fossiles ;
- 0,30 m de calcaire plus dur, coloré en vert par la chlorite, petit nombre de fossiles ;
- marnes sableuses, gris bleuâtre dont la base est non observée.

P. Juignet a reconnu une coupe moins complète :

- à la base calcaire fin, blanc, jaunâtre, avec parties en calcarénite tendre et parties noduleuses indurées et faune abondante avec *Acanthoceras rhotomagense*, *Hemiaster* cf. *bufo*, térébratules, *Neithea aequicostata* et de nombreux grands lamellibranches à l'état de moules internes (*Cucullaea*). Sa surface était perforée au sommet avec terriers remplis de glauconie ;
- glauconite plus ou moins altérée et ferrugineuse, passant à un calcaire glauconieux, coquillier, beige rosé, avec nombreux graviers ferrugineux et très rares fragments anguleux de quartzite paléozoïque, cimenté par de la

calcarénite. La faune abondante comprenait : *Angulithes triangularis*, *Linotrignonia spinosa*, *Scabrotrignonia scabra*, *Trignonia limbata*, *Exogyra columba*, *E. obliquata*, *Neithea* sp., *Cardium* sp., grosses huîtres indéterminables, gastéropodes, *Dentalium* sp., *Ceripora ramulosa* ;

– craie glauconieuse, tendre avec nodules calcaires épars.

Parmi les récoltes de fossiles faites par A. de Caumont, J.A. Eudes-Deslongchamps cite en particulier des dents de squalé, des fragments de crustacés brachyours, et *Ammonites varians* ainsi que *Cassisi avellana*. La carte géologique à 1/80 000 mentionne également *Neithea quinquecostata* et *Alectryonia carinata*. Selon P. Juignet, ces différents niveaux peuvent être corrélés avec la partie inférieure de la Craie de Rouen, soit le Cénomaniens moyen.

Dans les rares échantillons de calcaire encore prélevables, le microfaciès correspond à une biopelsparite à grains de glauconie et à texture de wackestone. Les bioclastes sont essentiellement des bivalves dont les tests sont perforés par des cryptogames, des débris d'échinodermes présentant un ciment calcitique syntaxial et des foraminifères dont bon nombre sont secondairement glauconitisés. Ils sont associés à des pelloïdes micritiques, mal classés dont certains présentent un début de glauconitisation. Les grains détritiques de glauconie sont hétérométriques et dispersés dans la matrice. Ils dérivent de la glauconitisation de tests de foraminifères, de pelloïdes, de grains sans structure interne visible ou plus rarement de bioclastes. La matrice micritique est limitée à quelques plages, tandis que le ciment calcitique présente de nombreuses plages de calcite syntaxiale. Des petits grains de quartz subanguleux sont dispersés dans ce microfaciès bioturbé.

Selon A. de Caumont, le calcaire aurait été également rencontré dans un puits, au hameau de la Seinière, soit à 800 m à l'Est de l'ancienne carrière.

Les argiles noires, exploitées, seraient le produit de la décomposition des ampélites siluriennes. Ces dernières, pourraient correspondre à une écaille, coincée contre les grès de May, jalonnant un important accident transverse sur le synclinal bocain. Des affleurements réduits d'argiles noires sont encore visibles dans ce qui reste de la carrière. Cette occurrence de craie est associée à une surface d'altération qui se traduit dans la morphologie par un modelé adouci tout autour du Mont Pinçon et un replat dont l'altitude moyenne est de 300 m sur son flanc nord. Des altérites du substrat paléozoïque sous forme d'argiles beiges à blocs de quartz sont visibles un peu partout dans ce secteur. Le pourcentage d'argile atteint jusqu'à 52 %. Elles sont surmontées par des sols hydromorphes. Dans ce secteur, l'altération des grès peut produire des roches encore dures mais avec des minéraux transformés (saproлите) et une porosité marquée. Dans une ancienne carrière proche du relais de télévision,

les quartzites de Mont Pinçon ont ainsi une porosité acquise de 7 à 8 % sur environ 3 m (Pellerin, 1993).

L'interprétation rétrospective de cet affleurement est difficile. On ne comprend pas en particulier pourquoi les argiles noires se placent au-dessus de la craie. L'environnement altéritique semble être la caractéristique dominante. Cette occurrence représente néanmoins, le témoin le plus avancé à l'intérieur de la Zone bocaine de la transgression crétacée. Avec ses altérites associées, elle est le témoin du façonnement d'une surface (M. Rioult et *al.*, 1966) aujourd'hui incorporée dans la surface polygénique pré-pliocène à silex du Pays d'Auge et de Gouffern (Pellerin, 1967) qui se rattachent aux ensembles d'argiles à silex développées sur les formations crétacées de l'Ouest du bassin de Paris.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION

La période crétacé inférieur–tertiaire et au-delà quaternaire représente dans toute cette zone de bordure du Bassin parisien un stade où les processus continentaux d'altération prennent le pas sur les processus de dépôts. L'enregistrement dans les altérites des différents événements de cette longue période est souvent condensé et difficile à déchiffrer. Les surfaces de façonnement et d'altération se confondent fréquemment. Les altérites résiduelles résument parfois sur quelques mètres une longue évolution polyphasée. Les éléments de datations manquent. Les classiques principes de superposition stratigraphiques sont inopérants. La géomorphologie et l'étude des paléosurfaces sont des compléments indispensables à la compréhension de ces processus. Les auteurs fondamentaux suivants seront consultés avec profits : J.P. Lautridou (1985, 1994, 1996), H. Elhai (1963), C. Klein (1975), J. Pellerin (1967).

Formations résiduelles et altérites

Ab2. **Altérites des terrains sédimentaires briovériens (p.p. anté-triasique)**. Les altérites des formations briovériennes et paléozoïques sont en général au sein même du Briovérien et du Paléozoïque relativement peu développées (puissance d'ordre métrique). Tout du moins apparaissent-elles à l'heure actuelle nettement moins exprimées que ce qu'elles ont pu l'être, ceci probablement en raison d'un décapage intense et quasi intégral de ces formations (communication orale R. Wyns-BRGM, mars 2000).

Au niveau du Briovérien, les principales altérites sur substratum identifié (*A*) ou indifférencié (*Ab2*) ont été observées à proximité des contacts avec la couverture sédimentaire mésozoïque notamment entre Curcy-sur-Orne et Amayé-sur-Orne à l'Ouest de l'Orne.

Lorsque les formations schisteuses protérozoïques sont altérées et recouvertes par les dépôts du Trias, il est possible d'individualiser un ensemble altéritique anté-triasique. Ce fait est reconnu en sondage, attestant bien de l'antériorité de l'altération par rapport aux dépôts triasiques. Cette superposition est également visible de part et d'autre de la vallée de l'Orne, en rive droite, entre Amayé-sur-Orne et la Caine, et en rive gauche au niveau de la forêt de Grimbosq. Dans ces localités les terrains briovériens sont profondément altérés en argile de couleur beige rosâtre où la structure est toujours conservée (isaltérite), sur plusieurs mètres d'épaisseurs. Vers le Sud-Ouest de cette zone, au niveau de la butte du Mesnil le Noble où s'individualise une grande surface de ce type d'altérite, il n'est pas exclu que la surface d'altération anté-triasique soit confondue avec la surface d'altération liée à la formation des Argiles à silex, d'âge crétacé inférieur–tertiaire.

4. Altérites des terrains sédimentaires briovériens et paléozoïques indifférenciées. Un certain nombre de surfaces altérées du socle ont été individualisées dans des zones élevées, d'une part sur schistes briovériens (entre Maisoncelles-Pelvey et Longvillers, Banneville-sur-Ajon, Hamars, la Rouelle), d'autre part sur les schistes et grès du Synclinal bocain autour du Mont Pinçon et au Sud du Bois de la Ferrière. Elles correspondent vraisemblablement à différentes périodes de façonnement en milieu continental qui ne sont pas en l'état actuel déterminables et représentent des lambeaux de la surface polygénique pré-pliocène de l'Ouest du bassin de Paris (Pellerin, 1967).

Les altérites du Mont Pinçon sont des argiles noires formées aux dépens des ampélites siluriennes, exploitées autrefois (lieu-dit « la Bourbe Noire », cf. C1 : calcaire résiduel du Mont Pinçon), des argiles beiges à blocs de quartz supportant des sols hydromorphes, des saprolites de grès-quartzite à porosité marquée (Pellerin, 1993). Associées à des résidus de craie glauconieuse cénomanienne, on peut les rapporter à un âge crétacé inférieur.

Les zones d'altérites cartographiées entre Maisoncelles-Pelvey et le Mesnil le Noble, se placent en continuité clinométrique avec les argiles à silex des plateaux de Monts-en-Bessin et Vacognes. Les faciès varient en fonction du substrat concerné : altérites meubles sur schistes ou schistes gréseux (Butte des Hauts Vents) ou roche altérée mais encore dure sur grès, avec des minéraux transformés et une porosité marquée. Sur tous ces substrats l'évolution minéralogique est semblable : kaolinisation nette mais limitée de la roche sous-jacente.

Il est possible que dans certaines zones plusieurs surfaces d'altération se télescopent et se superposent géométriquement bien qu'elles puissent être complètement déconnectées dans le temps : surface anté-triasique, surface des Argiles à silex et des silcrêtes (Crétacé inférieur–Éocène).

Rt₆. **Épandages résiduels de galets du Trias.** En dehors de ceux situés au contact immédiat du Trias, plusieurs épandages résiduels de galets triasiques ont pu être cartographiés dans les secteurs de Villy-Bocage, Tracy-Bocage, Amayé-sur-Seulles, Feuguerolles-sur-Seulles et Landes-sur-Ajon. La présence de ces résidus triasiques donne une idée de l'extension vers le Sud-Ouest de ces dépôts du Trias.

RS. **Argiles résiduelles à silex (0,5-10 m).** Elles sont pour l'essentiel liées à l'altération de différents calcaires, à leur décarbonatation et à l'accumulation d'une phase résiduelle d'éléments insolubles exprimée sous forme d'argile, de pisolithe ferrugineux et de silex. Les processus pédogénétiques peuvent redistribuer partiellement ou complètement les composants (silicification, ferruginisation). À cette phase « autochtone » sont souvent incorporés des éléments exogènes ou allochtones (sables, galets).

Les argiles à silex présentes sur la feuille Villers-Bocage sont en continuité avec les argiles de même type rencontrées sur les feuilles Bayeux-Courseulles, Grandcamp-Maisy, Mézidon, Condé-sur-Noireau, Falaise et Argentan. Elles appartiennent à la surface polygénique pré-pliocène à silex du Pays d'Auge et de Gouffern (Pellerin, 1967) et font suite aux séries d'argiles à silex développées sur les formations crétacées de l'Ouest du bassin de Paris. Dans le territoire de la feuille, les argiles à silex se rencontrent à partir d'une altitude de 100 m à la surface des trois plateaux déterminés par la couverture sédimentaire jurassique (plateau de Noyers-Bocage–Monts-en-Bessin, plateau d'Evrecy–Vacognes-Neuilly et plateau de Cesny-Bois-Halbout–le Cinglais). Les restes carbonatés de la roche d'origine n'affleurent plus qu'en bordure des plateaux.

Résultats de l'altération de différents calcaires, les argiles résiduelles à silex présentent des faciès multiformes quant à la proportion argile/silex et à l'aspect de ces derniers. Si elles demeurent la plupart du temps spatialement liées à un substrat carbonaté, formant un profil d'altération au sommet de ce dernier, elles peuvent occasionnellement reposer directement sur des formations telles que le socle ou le Trias. Dans ce cas, elles représentent le résidu d'altération d'une masse calcaire complètement dissoute. Des argiles contenant des silex peuvent très bien reposer sur des calcaires ne contenant pas de silex, ceux-ci ayant été empruntés à une formation aujourd'hui complètement « digérée ».

Le faciès le plus commun montre des silex emballés dans une matrice argileuse à argilo-silteuse dont les teintes dominantes vont du jaune à l'ocre-rouille. Les silex prennent différents habitus : silex entiers ou fragmentés en esquilles et éclats, silex corrodés et désilicifiés, silex rubéfiés et à encroûtement ferrugineux. Leur morphologie peut permettre de reconnaître la roche mère : silex biscornus et noirs en cassure fraîche de la « Malière »,

silex en table du Bathonien. Des pisolithes ferrugineux et des rognons de calcaires à croûte ferrugineuse parfois en forme de pseudo-galets sont fréquents dans la matrice argileuse. La nature de la roche mère est parfois reconnaissable au sein de l'altérite. À Croisilles par exemple les restes finement conservés des fossiles ferrugineux de l'oolite bajocienne sont préservés au sein de l'argile. Un même phénomène a été signalé par M. Rioult (1968) à la Caine. La teneur en argile est comprise entre 45 et 85 %. La kaolinite est partout dominante ou exclusive, alors que plus au Sud, sur la feuille Bayeux-Courseulles par exemple on trouve de la kaolinite dominante associée à de l'illite, puis de la smectite vers le littoral ou des interstratifiés.

L'épaisseur de ces formations est très variable et difficilement appréciable sans sondages. Les ensembles cartographiés correspondent à des épaisseurs d'au minimum 0,5 m (labours). Les maximums connus sont de 5 à 10 m. Cette variabilité a son origine dans les phénomènes karstiques qui président à l'évolution des zones calcaires soumises à l'altération. Le substrat sain présente en effet à la base des altérites, une surface souvent très irrégulière en poches séparées par des cloisons ou isolant des pinacles. Un front de décalcification souligné par des auréoles millimétriques blanches au sein de l'argile peut se suivre parallèlement et à quelques centimètres de la roche mère. L'argilisation s'insinue à la faveur de fractures et envahit les lits les plus alumineux. Sous l'argile, le calcaire est décarbonaté sur plusieurs mètres, donnant une roche fragile, spongieuse, légère (saproлите).

Au contenu en silex divers issu du caractère résiduel d'altération du substrat local, s'ajoutent des éléments allochtones, soit intégrés aux horizons de surface, soit piégés et préservés en poches par le soutirage karstique. Des argiles kaoliniques blanchâtres ont été ainsi trouvées à Saint-Hubert-en-Cinglais.

RS (1). Galets présents localement dans l'argile à silex. Des galets marins sont fréquents. On en trouve ainsi sur le plateau entre Monts-en-Bessin et Noyers-Bocage. Ils ont été notés aussi à Vacognes-Neuilly. À Parfouru-sur-Odon on note beaucoup de petits galets marins de quartz blancs (8 à 10 % des éléments compris entre 2 et 5 cm). Des sables marins à cortège de minéraux lourds comparables à ce que l'on connaît dans le Crétacé sont associés à ces formations d'altération (Parfouru-sur-Odon, la Caine, Saint-Hubert en Cinglais). À Monts-en-Bessin des galets très arrondis et usés, à « coup d'ongle » ont été trouvés ($x = 385,310$; $y = 1\ 161,150$).

SRs. Éléments de silcrètes dans l'argile à silex (Éocène ?). Enfin, des éléments silicifiés sont fréquents : bois silicifiés, galets de grès silcrètes, calcaires silicifiés. Dans ce dernier cas on peut passer à des horizons siliceux plus continus qui reposent sur les argiles à silex (cf. S, SS). On trouve en particulier de nombreux éléments de silcrète ou « grès du Cinglais » à la

périphérie des gisements de silcrète de Parfouru-sur-Odon et de la forêt de Cinglais, mais aussi sur les buttes d'Argile à silex en rive gauche de l'Ajon et sur le plateau de Vacognes-Neuilly.

Âge des argiles résiduelles à silex

Le problème de l'âge des argiles résiduelles à silex renvoie au vaste problème de la difficulté de datation des altérites en général. Une vision régionale des ensembles d'argiles à silex montre que la paléo-surface qu'ils matérialisent est affectée par des accidents qui la découpent en grands panneaux. Sur la feuille Villers-Bocage l'ensemble continu des argiles à silex du plateau de Vacognes-Neuilly disparaît assez rapidement à l'approche du faisceau faillé Laize-la-Ville-Vieux. Dans ce secteur, les sondages à la tarière réalisés dans le cadre des levés de la carte démontrent clairement de l'antériorité du jeu de la faille de Vieux par rapport aux argiles à silex. Celles-ci reposent en effet en discordance sur les Bancs bleus ou Calcaires à spongiaires dans le compartiment nord de la faille, et sur le calcaire de Caen dans le compartiment sud. Ces argiles scellent donc la faille de Vieux (imputable en conséquence à une déformation alpine précoce). Sur la feuille Falaise au Sud-Ouest, les argiles à silex scellent certaines failles alpines précoces alors que d'autres failles (ou les mêmes) montrent un jeu (ou un rejeu) postérieur. Sur la feuille Bayeux-Courseulles la surface des argiles à silex est décalée en plusieurs blocs et est impliquée dans la zone de dislocation au sein de laquelle se sont mis en place les sables pléistocènes de Saint-Vigor. Régionalement la paléo-surface des argiles à silex est donc suffisamment ancienne pour avoir été découpée dans les déformations alpines à l'instar de la couverture sédimentaire mésozoïque. En ce qui concerne précisément la limite nord du plateau altéritique de Vacognes-Neuilly, elle correspondrait soit à une paléo-morphologie héritée du jeu de la faille de Vieux, soit plus probablement à la présence d'une paléo-cuesta bathonienne induite par le Calcaire de Caen.

Les données de sondage montrent que les argiles sont présentes sous les sables plio-quatérnaires de Saint-Vigor (feuille Bayeux-Courseulles), ce qui donne un âge minimal anté-pléistocène. Sur la feuille Villers-Bocage, la présence de niveaux de silcrètes caractéristiques, au-dessus des argiles à silex, est nettement visible à la butte de Parfouru-sur-Odon et en forêt de Cinglais (cf. § 5. Silcrètes). Si l'on corrèle ces dépôts siliceux aux silicifications pédologiques développées à l'Éocène supérieur dans la moitié sud du bassin de Paris (Thiry, 1981 ; Thiry *et al.*, 1983), ou aux Grès à Sabals attribués à l'Éocène supérieur comme le propose C. Lemaître (1955), on doit concevoir un âge minimal anté-éocène. M. Rioult (1966) et J. Pellerin (1993) envisagent sur des bases paléontologiques, lithologiques et minéralogiques un âge crétacé inférieur. M. Rioult, se basant sur l'hypothèse qu'entre les derniers affleurements de Crétacé inférieur à l'Est

de la Dives, et la butte témoin cénomanienne du Mont Pinçon à l'Ouest, devaient exister des solutions de continuité, rechercha dans les formations d'altération du Bessin, et de la région bocaine, des éléments rappelant la succession stratigraphique du Crétacé inférieur. Plusieurs éléments positifs ont résulté de ce travail. Des restes végétaux silicifiés inclus dans les argiles à silex de la butte de Parfouru-sur-Odon et à la Caine-Montigny ont pu être attribués à l'Albien (fragments de tronc de bennettinée, *Cycadeoïda micromyela*, Rioult, 1966). L'étude de la fraction détritique dans les sables inclus dans les argiles à silex a montré un cortège de minéraux lourds dont la composition présente une affinité avec le cortège qui caractérise l'Albien. Sur la feuille Bayeux-Courseulles, dans des silicifications associées aux argiles à silex (grès du Planet), de petits lamellibranches mal conservés ont été identifiés par M. Rioult (1966), comme des inocérames identiques à ceux qu'on rencontre dans la « gaize » vraconienne du Pays d'Auge.

L'ensemble altéritique des argiles à silex et sa paléo-surface associée aurait pu donc fonctionner dès le Crétacé inférieur. Cependant la plupart des auteurs s'accordent maintenant à penser que les argiles à silex de la bordure occidentale du bassin de Paris (Quesnel, 1997) se sont principalement formées dès le début de l'émergence fini-crétacée et pendant le Paléogène. Le profil d'altération est scellé par les faciès siliceux du Cinglais rapportés à l'Éocène supérieur. Il pourrait avoir subi quelques retouches postérieurement puisque ces silicifications sont souvent incorporées dans les Argiles à silex. Tous ces éléments ramènent au concept, actuellement admis (Pellerin, 1967 ; Klein, 1973 ; Lautridou, 1994 ; Wyns, 1991), d'une surface continentale polygénique pré-pliocène, se surimposant, sur la marge du Massif armoricain, aux différentes paléo-surfaces initiées précédemment (post-varisque, post-jurassique).

+ . **Blocs gréseux épars (Éocène ?)**. Des blocs isolés ont été rencontrés en particulier près de Saint-Germain-d'Ectot. Les blocs originellement épars dans les parcelles de culture ont été le plus souvent accumulés dans les haies. Ces grès se présentent sous la forme de blocs plus ou moins anguleux et volumineux atteignant parfois près d'un mètre. Les faciès vont des grès fins aux grès grossiers. Les éléments sont empruntés au socle, mais on trouve parfois quelques fragments de silex ou de calcaire silicifié.

5. **Silcrètes (Éocène ?)** (0-5 m). Sur le plateau de Monts-en-Bessin, au-dessus de la cote 200, la tranchée de l'autoroute au niveau de Parfouru-sur-Odon permet de voir la formation sur 5 m d'épaisseur. Sur le plateau de Vacognes-Neuilly, quelques occurrences ont été trouvées au-dessus de la cote 150 m. Dans la forêt de Cinglais et aux alentours de Saint-Laurent-de-Condé les faciès de « grès et poudingues du Cinglais », entre les altitudes 140 et 190 m, ont été décrits par H. Lemaître (1955), H. Elhaï (1963), J. Pellerin (1993). Ces grès particuliers, très résistants, sont la plupart du temps formés

de grains de quartz ou de silex, fins à grossiers, peu usés, non jointifs, translucides, liés par un ciment de quartzine microgrenu et parfois d'oxydes de fer. Des traces de racines sont visibles. Le ciment siliceux est interprété comme résultant de la silicification secondaire par illuviation d'une matrice argilo-sableuse, ce qui explique sa finesse et sa cohésion. Il ne s'agit donc pas à proprement parler d'un grès au sens sédimentaire mais plutôt d'un faciès silicifié secondairement de type silcrète. Les poudingues renferment des fragments de silex et de calcaires silicifiés et incluent des galets de formations déjà silicifiées attestant de remaniements antérieurs. Ces faciès se présentent en débris épars dans les labours, souvent regroupés par les agriculteurs en limites de parcelles, ou encore jonchant la forêt de Cinglais. Ils apparaissent mélangés ou incorporés à la formation des Argiles à silex. Mais dans quelques cas précis ils forment des entités cartographiables où il est possible de préciser les relations entre les deux formations. C'est le cas à la butte de Parfouru-sur-Odon et en forêt de Cinglais où la superposition des faciès de silcrètes sur les argiles à silex est parfaitement visible et était déjà mentionnée dans la deuxième édition de la carte géologique à 1/80 000. Toutes les occurrences cartographiées se placent d'ailleurs à la partie la plus élevée des différents plateaux d'argiles à silex, indiquant bien en cela qu'il s'agit d'un horizon supérieur aux altérites à silex.

À Parfouru-sur-Odon, les faciès siliceux affleurent sur 4 m d'épaisseur. Au-dessus des argiles à silex, se développe un agglomérat hétérométrique (1 à 50 cm) composé d'éléments de type grès du Cinglais très arrondis, de silex biscornus, de calcaires silicifiés par de la quartzine avec des bioclastes encore reconnaissables (radioles d'oursins, spicules d'éponges, fragments d'ammonites, pellets), dans une matrice argilo-sableuse, avec des passées de sables siliceux, blancs fins. À la base on trouve un niveau de quelques décimètres d'épaisseur, à ciment ferrugineux alvéolaire concrétionné.

En forêt de Cinglais, dans différentes petites tranchées et fossés aménagés pour drainer les bois, on peut voir reposant par une discontinuité nette, au-dessus des argiles à silex un agglomérat de blocs et galets de grès de type Cinglais, de calcaires silicifiés en quartzine, de silex soudés et de pisolithes ferrugineux, dans un ciment limoniteux à cloisons et alvéoles concrétionnées. Dans les éléments siliceux de cet agglomérat on trouve majoritairement des grès grossiers ou microconglomératiques, mal classés, polygéniques avec des grains de quartz d'origine diverse (sédimentaire, magmatique), associés à de rares feldspaths et minéraux lourds, des lithoclastes de grès, de grauwackes, de siltites laminées, de roches métamorphiques ou d'anciens paléosols, tous ces éléments détritiques grossiers flottant dans une matrice argilo-sableuse, localement ferrugineuse, à laquelle sont associés de nombreux petits grains de quartz non usés. Ces grains de quartz subanguleux, de la taille de silts grossiers, sont localement concentrés en structures ovoïdes, bien calibrées, soulignées par des auréoles, des ménisques, des pellicules ferrugineuses ou

présentant des lamines internes concentriques. Ces structures d'accumulation d'oxydes de fer attestent d'une origine pédogénétique de la roche. Il s'agit donc de ferricrète à élément de silcrètes.

Ces horizons, postérieurs à la formation des Argiles à silex, témoignent donc du remaniement limité de formations de type silcrète en milieu continental. Cependant, de véritables silcrètes développées et différenciées avec formation d'un profil complet *in situ* n'ont pas été trouvées.

Les grès et poudingues du Cinglais se poursuivent sur la feuille Mézidon à l'Est. Vers le Nord sur la feuille Bayeux-Courseulles on ne trouve plus que leurs éléments disséminés çà et là au sein des unités d'argiles à silex. Vers le Sud-Est, sur la feuille Falaise, seules quelques indications ponctuelles difficilement corrélables sont rapportées. La notice de la deuxième édition de la carte géologique à 1/80 000 Falaise fait état de nummulites qui auraient été autrefois signalées à Croisilles par C. Lyell, sans plus de référence. Ces occurrences n'ont pas été retrouvées. Les grès et poudingues du Cinglais ont été assimilés par H. Lemaître (1955) aux Grès à Sabals du Maine et de l'Anjou et, de ce fait, attribués à l'Éocène.

SS. Sables (Éocène ?). Dans le secteur du point culminant de la forêt de Cinglais (point coté 189) et dans le prolongement clinométrique des occurrences de silcrètes et de grès du Cinglais, s'individualise une zone où du sable est visible dans plusieurs fossés aménagés autour des parcelles de bois. Il s'agit d'un sable fin légèrement argileux, blanc lorsqu'il est sec en surface, contenant quelques fragments de grès silcrète et de silex, évoquant fortement le sable du ciment des formations d'agglomérats de silcrète précédente. Il n'y a pas de structures sédimentaires visibles. En l'état il est difficile de décider si l'on est en présence de niveaux de remaniement postérieurs aux ensembles de silcrètes décrits précédemment, ou d'un équivalent latéral.

Formations éoliennes

Œy/RS. Löss peu épais sur argiles à silex (0-1 m). Sur le plateau de Monts-en-Bessin, il a été possible de distinguer une zone de couverture lœssique peu épaisse recouvrant les argiles à silex. Les dépôts éoliens dans ce secteur sont suffisamment minces, inférieurs à un mètre, pour avoir été incorporés dans les labours avec la partie supérieure des argiles d'altération.

Œy. Löss weichséliens (0-6,5 m). Les placages de löss, carbonatés au Nord-Est de la feuille Œy (1), non calcaires à l'Ouest et au Sud Œy (2), représentent la continuation de la couverture éolienne weichsélienne plus « continue » de la Campagne de Caen-Bayeux. Cette formation éolienne

s'est déposée en contexte périglaciaire. Les surfaces les plus importantes recouvrent les plateaux à substrat jurassique. L'épaisseur des dépôts dépasse rarement 2 m sur les plateaux où le nappage est le plus étendu. En position d'abri au pied des versants, surtout vers l'Est et le Nord-Est, l'épaisseur peut être plus importante mais l'extension limitée, comme par exemple à la confluence Orne-Laize, dans la basse vallée de la Laize, dans la vallée de l'Orne en contrebas de Feuguerolles-sur-Orne. À Laize-la-Ville où un gisement atteint 4,1 m d'épaisseur, la séquence weichsélienne qui repose sur une nappe de galets, surmonte un lœss plus ancien (Coutard et *al.*, 1970). Cette séquence complexe se retrouve à Percouville-Clinchamps (où l'épaisseur totale des lœss atteint 6,50 m), Feuguerolles et Avenay (plus de 3 m). Des indications d'épaisseur ponctuelle mesurées par sondage ou à la tarière sont portées sur la carte.

De couleur jaune pâle, le lœss est un matériau très homogène, granulométriquement bien classé (Md = 23 à 32 μm pour les lœss non calcaires ; 26 à 36 μm pour les lœss calcaires). Il a une teneur en carbonate de calcium originellement de 15 à 18 % et porte un cortège de minéraux lourds à grenat, épidote et hornblende qui est celui de la Manche bordière de la Campagne de Caen. Le lœss non calcaire montre souvent en coupe un pseudolitage proche des faciès à doublets de Haute-Normandie (alternances millimétriques de lits gris et marron, enrichis en argile, attribué à une pédogenèse limitée développée après la décarbonatation, Coutard et *al.*, 1970, 1973a, 1973b ; Lautridou, 1985). Un sol brun lessivé dont l'horizon d'accumulation contient 25 à 30 % d'argile s'est développé au sommet des lœss.

Sur le massif ancien, les lœss n'existent que dans les zones à relief peu contrasté, en position d'abri (au sommet et sur les versants nord-est des collines). Leur épaisseur est en général de 1,20 à 1,30 m (jusqu'à 3,50 m). Ils surmontent toujours des petits « heads » de gélifracsts de schistes (région d'Aunay-sur-Odon et Ouest de Villers-Bocage). Ils sont essentiellement développés à l'Ouest de la coupure entre Aunay-sur-Odon et Saint-Germain-d'Ectot. Quelques beaux placages atteignant jusqu'à 3 km de long pour 1 km de large ont été en particulier relevés à l'Est de Saint-Georges-d'Aunay, au Nord-Ouest de Maisoncelles-Pelvey et près de Feuguerolles-sur-Seulles. Ces dépôts limoneux sont, par contre, nettement plus restreints à l'Est mais également au niveau du Synclinal bocain.

Formations périglaciaires de versants

SFv, SFw, SFx, St, SRS. **Dépôts de solifluxion dérivés des alluvions (Fv, Fw, Fx), des argiles à galets du Trias (t₆) ou des argiles à silex (RS).** Essentiellement distingués dans la partie nord-est de la coupure, ces dépôts se sont mis en place durant les glaciations quaternaires

sous l'action de processus divers liés aux phénomènes de gel-dégel de l'eau libre des matériaux (gélifraction, gélifluxion, cryptoreptation, fauchage). Ces phénomènes entraînent au niveau des versants un déplacement faible et lent des matériaux constituant le substratum, que ce soit les terrasses alluviales anciennes, les argiles à silex ou les argiles sableuses à galets du Trias. Ces formations de pente de type grèze, argiles à graviers, galets, blocs, ou sables peuvent atteindre 1 à 2 m de puissance.

JSF. Cônes alluviaux liés aux dépôts de « heads ». Des cônes alluviaux plus ou moins riches en matrice fine constituent le prolongement aval des « heads » les plus importants. Ceux du pied des bois de Roucampes passent aux alluvions de fond des vallées actuelles. Ils sont sans doute weichséliens. Ceux d'Aunay-sur-Odon, déconnectés de leur amont, sont d'âge indéterminé. Ils sont situés à une dizaine de mètres au-dessus de la vallée actuelle et très argilifiés.

SH. Dépôts de pentes de type « head » sur formations identifiées (Paléozoïque et Protérozoïque). Des formations de pentes à blocs nombreux, épaisses de plusieurs mètres recouvrent tous les grands versants exposés au Nord, particulièrement au pied des barres de grès du Synclinal bocain. Elles sont moins importantes sur les schistes briovériens. Elles passent vers l'aval à des cônes de déjection (Aunay-sur-Odon, Sud-Est de Courtilbert, le Chef du Mont).

La partie inférieure des niveaux à blocs peut présenter un niveau à « fauchage » donnant à la formation un aspect lité (Est de la Toutannerie à la Ferrière Duval). L'ensemble des formations déplacées peut être affecté de marques de solifluxion (Bois de Buron). Toutes ces variations de faciès sont typiques des formations dénommées « heads » dans le Nord-Ouest de la France. Elles se sont mises en place au cours des phases froides du Quaternaire, peut-être en plusieurs phases (le cône de déjection du Sud d'Aunay-sur-Odon est altéré).

Se différenciant des « heads » caillouteux par l'existence d'une matrice limoneuse ou limono-sableuse importante, des colluvions épaisses de 2 à 4 m, mises en place dans le même contexte périglaciaire, recouvrent souvent les versants en contrebas des affleurements du Trias meuble, particulièrement dans la moyenne vallée de l'Odon.

C. Colluvions de bas de versant, de fond de vallon et de vallées secondaires. Les colluvions sont des dépôts de bas de versant, de fond de vallon ou de petites dépressions constituées de fragments lithiques, de cailloux, de blocs, de galets, de sables, limons, ou d'argiles (pseudogley) issus du démantèlement des séries protérozoïques-paléozoïques et mésozoïques et mis en place par solifluxion et ruissellement. La

composition de ces éléments et de la matrice enrobante est déterminée par la nature du substrat. Majoritairement, ces colluvions brunâtres sont sablo-limoneuses (remaniement d'altérites gréseuses du Briovérien et du Paléozoïque ou des argiles à silex du Jurassique) ou limoneuses (remaniement de la couverture loessique, des altérites silteuses protéro-paléozoïques). La puissance de ces dépôts tapissant le fond des vallées peut atteindre jusqu'à 4 m.

Formations fluviales

Dans la vallée de l'Orne, les formations alluviales sont représentées, soit par des alluvions fines récentes de fond de vallée, soit par des dépôts à galets qui recouvrent des terrasses et sont des restes de nappes pléistocènes déposées au cours de plusieurs périodes froides. Dans les vallées affluentes et celles du bassin de la Seulles, les alluvions fines récentes sont seules à affleurer.

La stratigraphie du système fluviale quaternaire de l'Orne a été établie à partir des dépôts qui, à partir de Clinchamps jusqu'à Caen-Hérouville, forment un ensemble de quatre nappes étagées entre +70/73 m et -11 m NGF (voir feuilles voisines Bayeux-Courseulles et Caen). Celles-ci sont constituées d'alluvions sablo-caillouteuses à blocs, plus ou moins enrichies en argile en fonction d'un degré d'altération croissant avec l'ancienneté des dépôts. Le spectre pétrographique des galets des nappes reflète la variété des substrats des bassins dans leur partie amont : schistes gréseux briovériens, quartzite, grès et poudingues primaires, quartz, silex pour l'Orne et ses affluents, auxquels s'ajoute le granite d'Athis pour l'Orne seule. Les calcaires ne sont représentés que dans la seule nappe de fond de l'Orne à partir de Caen (Pellerin, 1984).

L'état d'altération des galets de schistes gréseux et de granite, a servi de base à la reconstitution des profils de chacune des nappes et à l'établissement de la stratigraphie relative : il y a apparition de vermiculite aux dépens de la chlorite dans les nappes moyennes (Fx, Fw), puis disparition de ces minéraux au profit de la kaolinite dans les nappes du Pléistocène ancien (Fv). La basse nappe ne présente que des galets de roche saine, son âge est sans doute weichsélien. Par contre, le rattachement des nappes plus anciennes (Fx, Fw et Fv) à un âge absolu doit être considéré comme une simple proposition (feuille Caen). Localement des études sur des paléosols exceptionnellement conservés (Hérouville : nappe Fv ; Saint-André-sur-Orne : nappe Fw) ont permis de compléter les observations effectuées sur les galets.

Sur la feuille Villers-Bocage, deux secteurs de la vallée de l'Orne présentent des terrasses étagées recouvertes d'alluvions fluviales à galets et blocs :

– celui de Thury-Harcourt à la sortie de la cluse du Synclinal bocain qui conserve une série de replats du Quaternaire moyen (FW, FX) et récent (FY) entre 20 et 50 m d'altitude en contrebas de replats (pré-quaternaires ?) situés à 140 m ;

– celui de Clinchamps–May–Feuguerolles–Saint-André-sur-Orne où la série quaternaire plus complète constitue le début du secteur de référence stratigraphique de Caen–Hérouville. Les coupes de l'ancienne briqueterie de Feuguerolles situées sur la rive gauche de l'Orne, y sont les seules de la vallée où il a été possible d'étudier la sédimentologie, les structures fluviales étant conservées (Pellerin, 1968). De même que les coupes d'Hérouville-Saint-Clair près de Caen, elles ont été capitales pour établir la stratigraphie relative du système quaternaire de l'Orne et de ses affluents (Pellerin, 1977 ; Pellerin et *al.*, 1970).

Des nappes fluviales étagées existent aussi dans la vallée de la Laize ; elles sont presque absentes dans la vallée de l'Odon, où la nappe de fond, à fort pourcentage de grès feldspathique rougeâtre, est par contre très bien développée en amont de la cluse de Mouen–Tourville.

RF. Épandages résiduels pré-quaternaires. Le placage résiduel de galets de quartz et de quartzite du sommet de la butte 112 m (croix des Filandriers), située au Nord d'Esquay-Notre-Dame appartient peut-être aux formations d'épandages pré-quaternaires plus largement représentées sur la feuille Bayeux au Nord de Caen. Ces formations qui jalonnent les plateaux vers le Nord se raccordent géométriquement au Sud à un relief mûr qui domine les nappes fluviales à galets et blocs glaciels les plus anciennes. Ce type de paysage est particulièrement bien visible sur la rive gauche de l'Orne à l'Ouest de Thury-Harcourt (larges replats situés vers 140 m d'altitude à Saint-Bénin, Paugeais...). Il présente des pentes nettement moins accentuées que celui qui correspond au renforcement quaternaire de la vallée de l'Orne et de ses affluents. Le substratum rocheux, même s'il ne comporte pas de restes d'altérite le long de la vallée de l'Orne, y est globalement plus altéré.

FV. Alluvions du Pléistocène inférieur. Confondues précédemment avec les faciès conglomératiques du Trias au Sud de Clinchamps-sur-Orne, ces alluvions s'en différencient par la présence, outre les galets de grès paléozoïques usés remaniés à partir du Trias, de galets et de blocs d'une taille atteignant 20 cm issus des silex jurassiques et surtout du remaniement des silcrètes du Cinglais (ces derniers dans une proportion qui atteint près de 50 %). En continuité clinométrique avec les gisements des environs de Caen–Hérouville, les témoins de Clinchamps-sur-Orne et de Bully appartiennent au système alluvial quaternaire de l'Orne le plus ancien.

Fw. Alluvions du Pléistocène moyen (Elstérien)

Fx. Alluvions du Pléistocène moyen (Saalien). Bien que séparés par un faible écart altitudinal ces deux nappes se différencient par un degré et un gradient d'altération différents. Elles forment dans la vallée de l'Orne des terrasses bien visibles dans le paysage, d'une part près de Thury-Harcourt, d'autre part à partir de Saint-André-sur-Orne et Feuguerolles.

Dans la vallée de la Laize, la nappe Fw recouvre des restes de terrasses, la nappe Fx étant souvent fossilisée sous des lèss.

À Feuguerolles, la nappe épaisse de 5 m, attribuée au Quaternaire moyen (Fx) a conservé ses caractéristiques d'origine grâce à une fossilisation, exceptionnelle dans la vallée de l'Orne, de dépôts de versants à gros blocs surmontés eux-mêmes par des loess weichséliens. Une séquence et des structures fluviales y sont parfaitement conservées, malgré une légère altération des galets :

- la base est constituée par une accumulation de blocs glaciels atteignant 50 à 60 cm, constitués selon les coupes de 35 à 50 % de granite d'Athis descendus par radeaux de glace de 70 km de leur origine, le reste pouvant être d'origine plus proche ou locale : schistes briovériens (30 %), quartzite (20 à 25 %), poudingue pourpré et grès feldspathiques cambriens (7 à 8 %) ;
- au-dessus, le remblaiement montre une succession de 3 séquences grano-classées d'apports fluviales de sables et galets, en lentilles très allongées, indiquant des écoulements rapides et laminaires. Les blocs y sont rares. La médiane des galets se situe entre 45 et 60 mm. Les schistes gréseux briovériens forment une grande proportion du matériel alluvial dont la taille est comprise entre 2 et 25 cm (35 à 62 % selon les bancs), le reste étant constitué de quartzite (jusqu'à 45 % des galets de plus de 8 cm), grès et poudingues, silex et calcaire silicifié, granite et quartz.

Fy. Alluvions du Pléistocène supérieur (Weichsélien). Une nappe de galets non altérés située à la base des alluvions fines holocènes recouvre le large fond plat de la vallée de l'Odon et le fond de la vallée de la Laize. Dans la vallée de l'Orne cette nappe épaisse de plus de 5 m affleure en plusieurs points au-dessus du remblaiement holocène qui l'entaille (Pont du Coudray, Feuguerolles, Etavaux). Les cônes alluviaux les moins altérés en continuité avec les « heads » appartiennent à ce même ensemble weichsélien.

Fz. Alluvions récentes (Holocène). Le plus souvent à texture limoneuse ou limono-argileuse, une nappe d'alluvions fines recouvre les fonds de vallées masquant presque toujours les alluvions de fond weichséliennes. Son épaisseur dépasse rarement les 2 m. Elle est plus largement développée dans la vallée de l'Odon que dans les autres vallées qui sont en général étroites, le fond de vallée de l'Orne ne prenant de l'ampleur qu'en aval d'Etavaux.

Formations anthropiques

X. **Remblais d'exploitation.** Les formations anthropiques présentes sur ce secteur sont essentiellement liées à l'activité actuelle ou passée des grandes carrières d'extraction de granulats ou mines de fer telles que celles de la Roche Blain, d'Etavaux, de May-sur-Orne ou de Feuguerolles-Bully. Elles correspondent à des remblais de qualité médiocre issus principalement de la découverte au fur et à mesure de l'avancement de l'exploitation (carrière), ou à des stérils de mines (roche encaissante et résidus de traitement) au niveau des exploitations minières. La puissance de ces remblais peut atteindre une vingtaine de mètres notamment au niveau de la carrière de la Roche Blain.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : BRIOVÉRIEN ET OROGENÈSE CADOMIENNE

Les terrains les plus anciens répertoriés sur ce secteur appartiennent au Néoprotérozoïque (Briovérien).

– L'histoire géologique de cette région débute par la mise en place entre **-660 et -585 Ma** des terrains du Briovérien phtanitique (b1) constitués de siltites-argilites et grès à éléments volcaniques remaniés, et de bancs de phtanite (Formation de Saint-Lô). Ces dépôts terrigènes silteux et tufacés résultent du démantèlement des roches volcaniques du Briovérien sous-jacent, identifié 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 phtanites, caractéristiques du Briovérien phtanitique mais également ici du Briovérien post-phtanitique (à l'état remanié), se mettent en place dans un milieu marin peu profond, sporadiquement émergé, évoluant entre la zone tidale et la zone d'offshore supérieur (Dabard, 1997). Elles résulteraient de processus diagénétiques de silicification, hétérochrones à l'échelle du bassin, sous conditions de pH et Eh induites par la dégradation de la matière organique et par les circulations d'eaux vadoses (Dabard, 1997). À -584 ± 4 Ma, la surrection de la chaîne cadomienne s'accompagne de la mise en place, à l'Ouest, de la diorite de Coutances. Cet épisode marque la « fin » du Briovérien phtanitique. C'est également probablement au cours de cet épisode que se situe la phase d'instabilité tectonique qui va affecter et réajuster la bordure du bassin, sous les effets notamment du jeu des grands accidents N70°E.

– Au Briovérien supérieur (**585 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 Villers-Bocage et à la mise en place de la Formation de Granville et de la Laize. Les faciès fins (silts, 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 (Villers-Bocage, Bayeux-Courseulles, Balleroy et Torigni-sur-Vire) constituent un niveau remarquable dans l'histoire du Briovérien post-phtanitique, significatif d'une modification majeure et soudaine dans le régime et la nature des apports. Ce phénomène, d'extension régionale (depuis Villers-Bocage jusqu'à Coutances) s'exprime sur toute la bordure nord de cette partie du bassin mancennien, selon un alignement NE-SW. Ces microconglomérats et conglomérats s'assimilent à des dépôts de type *debris flow*, mis en place sous l'effet de courants gravitaires turbiditiques, dans un environnement sous-marin de pied de pente, identique à celui décrit par T. Garlan (1985) (fig. 13) au niveau du site de la Sorrière dans la Manche. Ils résulteraient 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 ?, réajustement du bassin ?) soulignée par cette discontinuité sédimentaire conglomératique peut être considérée comme marquant le début de l'histoire du Briovérien post-phtanitique. 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 flysch, caractérise des variations d'origine climatique dans le régime des apports, dans un contexte sédimentaire marin relativement stable.

L'individualisation entre Longvillers et Banneville-sur-Ajon d'une importante zone silteuse au sein du Briovérien gréseux laisse entrevoir dans cette zone l'existence d'importants passages latéraux de faciès induits par une variation du contexte paléogéographique (présence d'une paléocuvette ?). L'arrêt brutal de ces siltites au Sud-Ouest semble également à mettre en relation avec le jeu des accidents hercyniens affectant plus au Sud le Synclinal bocain.

– 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 ou au rejeu de grands accidents cisailants (Granville–Drôme), et au plissement des formations du Briovérien (b1 et b2).

– Vers **-540 Ma**, un important stock magmatique granodioritique d'origine crustale 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).

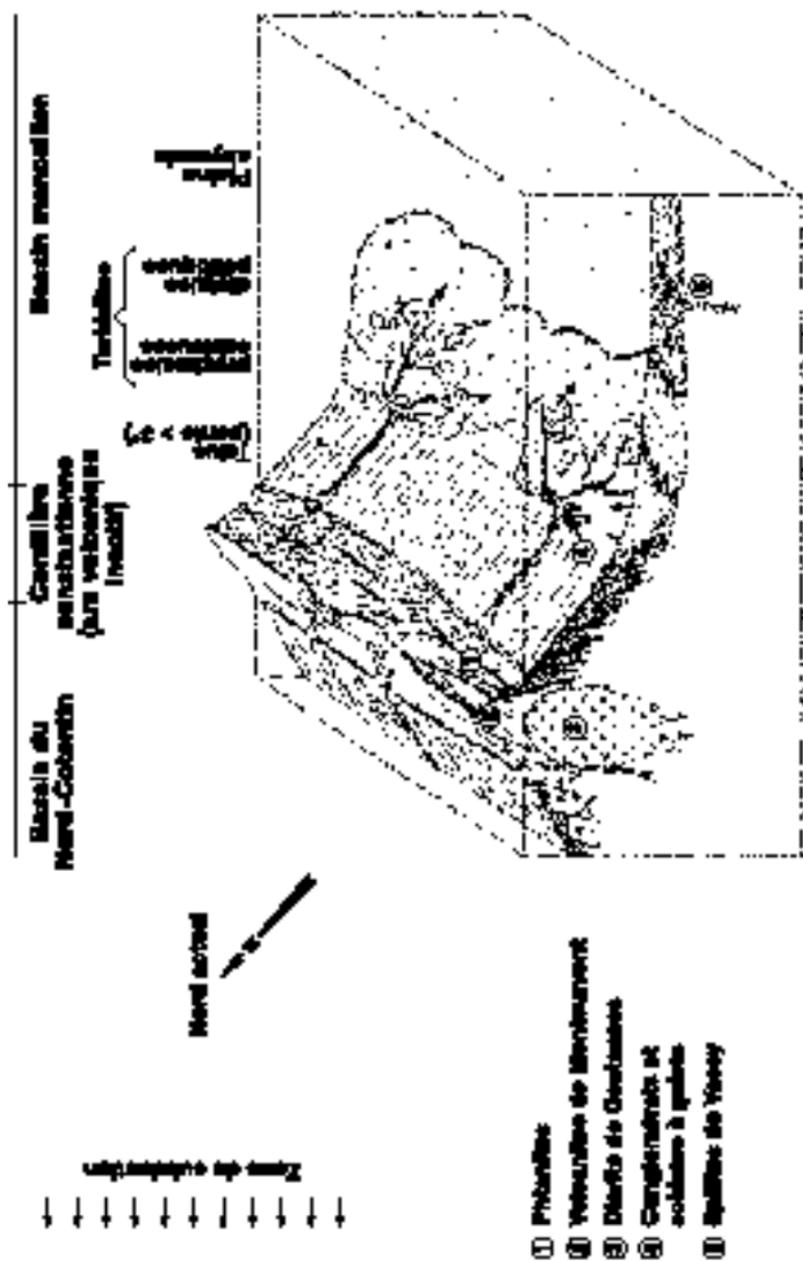


Fig. 13 - Photographie de la coupe géologique du Bassin rhénan (d'après F. de la Roche, 1908)

PALÉOZOÏQUE ET OROGENÈSE HERCYNIENNE

Cadre paléogéographique de la sédimentation du Paléozoïque inférieur dans le Synclinal de la Zone bocaine. Lacunes de sédimentation, variations latérales de faciès

Cambrien

• *Sédimentation continentale de la base de la série cambrienne.* Les conglomérats de base de la série cambrienne (Conglomérats et grès pourprés, k1C) reposent en discordance sur les flyschs briovériens. Ils résultent de l'épandage (cônes alluviaux) en milieu continental des produits d'érosion des reliefs cadomiens. Leur répartition et leur puissance sont contrôlés par les paléoreliefs résiduels de la chaîne cadomienne. Ils sont caractérisés par une importante rubéfaction. Plusieurs critères sédimentologiques concourent à donner à cette formation terrigène une origine fluviale : 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 semblent être à distinguer :

- des roches issues au Nord des massifs plutoniques (diorite) et des formations volcano-sédimentaires (Briovérien inférieur) du Cap bas-normand de la Domnonaea (fig. 14) ;
- des roches d'origines sédimentaire et plutonique résultant du démantèlement des reliefs cadomiens proximaux (granodiorites de Vire et d'Athis) ainsi que de la série briovérienne située en piedmont et affectée par un métamorphisme de contact (« Schistes tachetés » et « Cornéennes » notamment sur Vire).

• *Sédimentation marine et laguno-marine de la série cambrienne.* Au-dessus des conglomérats de base, la transgression débute dans la Zone bocaine par les dépôts pélitiques, calcaires et grésos-conglomératiques (k2 à k4). Quelques indices tels que des petites rides d'oscillation simples ont été observées (Hervy, 1997) notamment dans les niveaux pélitiques (k2). Elles témoignent d'une sédimentation en milieu relativement calme et peu profond, telle en bordure de bassin.

La sédimentation détritique devient progressivement plus feldspathique au sommet de la formation des Schistes et calcaires (k2). La sédimentation néritique fait place alors à une sédimentation détritique grésos-feldspathique, la formation de Caumont (k3C). Cette dernière est liée à l'installation d'un vaste delta progradant vers le Sud depuis la région de

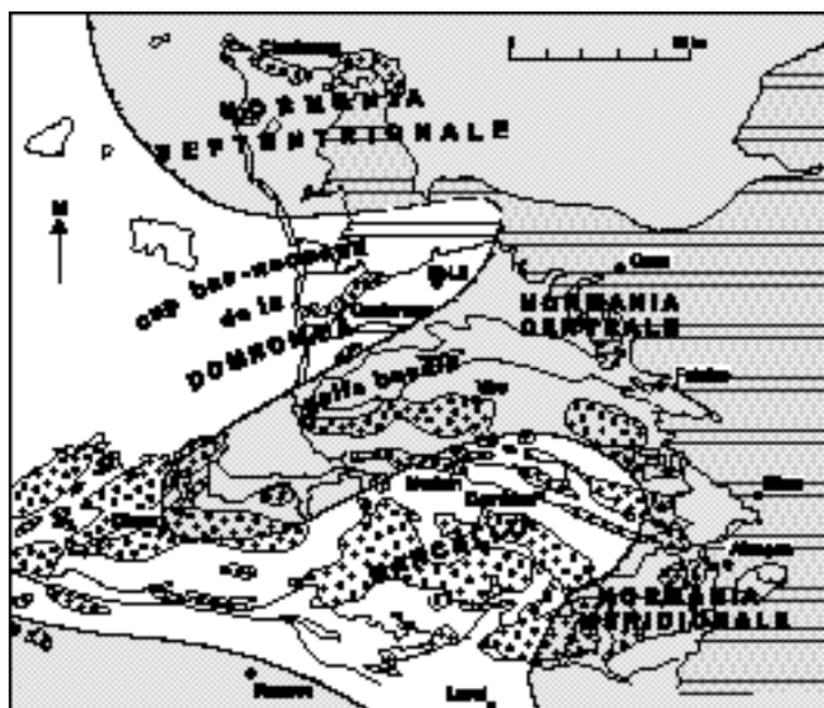


Fig. 14 - Géographie politique de la Normandie au comté de Cotentin (Cuvé, 1888)

May-sur-Orne (Doré, 1969 ; Le Gall, 1997). Ces produits correspondent à l'érosion de reliefs granitiques.

Avec les grès et schistes violacés (Formation de Gouvix) (k3G), 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 les assimiler à des faciès marins. 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, ainsi que par L. Dangeard (1951), dans la Zone bocaine, cette formation se caractérise par des traces bien spécifiques. À l'exception de petits terriers, ces pistes non pas été mises en évidence sur la feuille Villers-Bocage.

La comparaison de ce faciès (k3G) avec les précédents met en évidence un enrichissement en feldspaths. F. Doré (1969) expliquait cette variation minéralogique par un changement dans la source des apports entre l'épisode sédimentaire des grès et pélites violacées (k3G) et celui des conglomérats de base du Cambrien (k1C), lesquels proviennent, pour l'essentiel, du démantèlement des massifs plutoniques mancelliens, 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 Domnonaea. 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 schistes et grès fins verts (k4) correspondent à un milieu de sédimentation calme et peu profond qui marque le retour à des conditions marines mais aussi 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 arkosiques de la Formation de Caumont (k3C) dans le synclinal de May-sur-Orne, après les grès et schistes violacées de la Formation de Gouvix (k3G) dans le flanc nord du synclinal d'Urville et après les schistes et grès fins verts rubanés de la Formation du Pont-de-la-Mousse (k4) dans le flanc sud du synclinal d'Urville et dans le Nord de la Zone bocaine. À la fin du Cambrien, l'ensemble de la région est émergé.

• **Formation continentale postérieure à l'épisode marin.** L'origine continentale des « schistes 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. La sédimentation est celle d'un milieu fluvial drainant des reliefs situés au Sud de la Zone bocaine. L'élévation du bloc mancelien 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 débuter au cours du Cambrien mais elle pourrait aussi être arénigienne.

Ordovicien

• **Formations marines ordoviciennes.** À 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 (Normania centrale), puis s'étend sur toute la Normania méridionale (Doré et Dupret, 1979). La transgression ordovicienne atteint son apogée au Llanvirn avec les dépôts de la Formation d'Urville.

La présence de glauconie et des traces d'activités biologiques décrites dans les arkoses blanches feldspathiques (Formation de Montabot, O2) 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 (feuille Torigni-sur-Vire) ;
- un matériel plus grossier où s'élabore la glauconitisation.

Le sens du courant, observé sur la bordure nord de la Zone bocaine, du Nord vers le Sud, correspondrait à la direction de la transgression marine à cette époque.

Lors de la sédimentation des grès et siltites noires de la Formation d'Urville (O3), la transgression progresse et atteint son maximum. 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 témoignent d'un milieu de dépôt dans des eaux agitées ;
- 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 (plus favorables) et disparaissent quand la sédimentation devient trop gréseuse.

L'ensemble caractérise un milieu de plate-forme ouvert mais toujours situé à proximité d'un littoral.

Avec la Formation de May (O4-5), 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 remue ces dépôts.

Les pélites à fragments ou Tillite de Feuguerolles (O6) situées au-dessus des Grès de May n'ont pas été retrouvées dans cette partie du Synclinal bocain. Elles ont cependant pu être observées dans la carrière de Jurques située en bordure ouest de la feuille Torigni-sur-Vire. Elles y sont très déformées par les écaillages de la bordure nord de la Zone bocaine. Régionalement, une origine glacio-marine a été proposée par L. Dangeard et F. Doré (1971) afin d'expliquer la présence de ces éléments bréchiques disséminés dans ces pélites. Cette formation apparaît par contre très bien exprimée dans le synclinal de May (cf. synclinal de May).

Silurien

Les ampélites noires et les grès gris (S), qui surmontent la formation précédente dans cette partie de la Zone bocaine, ne montrent aucune structure sédimentaire interprétable en terme de paléoenvironnement.

Variations latérales de faciès dans les formations cambriennes de la bordure nord de la Zone bocaine

Sur le territoire de la feuille Villers-Bocage, les variations latérales de faciès sont extrêmement réduites. Elles apparaissent par contre nettement plus marquées, tout du moins pour certains niveaux, au fur et à mesure que l'on progresse vers l'Ouest à partir de la feuille Torigni-sur-Vire. Si les formations ordoviciennes et siluriennes restent dans leur ensemble homogènes à l'échelle de ces deux cartes (voire à l'échelle du Synclinal), on note au niveau du Cambrien, à l'exception des conglomérats de base, une

variation relativement rapide des faciès, en particulier au niveau des Formations des Schistes et calcaires (k2) et des Grès de Caumont (k3C).

• **Variations lithologiques dans la formation des Schistes et calcaires** (k2). Le faciès des pélites vertes et rouges et des calcaires, présents en partie orientale (feuille Villers-Bocage), passe à l'Ouest sur la feuille Torigni-sur-Vire à un faciès de pélites et grès verts à ocre. Le passage latéral de faciès est marqué par une dominante des dépôts gréseux à l'Ouest, un changement dans les couleurs des sédiments et une augmentation de la puissance de la série en partie occidentale. En revanche, vers le centre de la Zone bocaine, aucun de ces faciès n'est présent ou tout du moins n'a été observé.

• **Variations latérales de faciès dans la Formation de Caumont** (k3C). Les grès arkosiques, à faciès rose dominant très caractéristique (Formation de Caumont, k3C) et particulièrement bien développés sur cette bordure nord du Synclinal bocain, laissent la place à l'Ouest (feuille Torigni-sur-Vire) à des grès grossiers à conglomératiques, feldspathiques de couleur brun-vert.

Le passage latéral de faciès qui s'effectue à partir des carrières de Jurques correspond au point d'intersection entre deux unités bien distinctes, la « structure synclinale d'Ondefontaine–Mont Pinçon » à l'Est et le faisceau minéralisé (fer) de Jurques–Saint-Martin-des-Besaces à l'Ouest (feuille Torigni-sur-Vire). Cette variation latérale marquée en particulier par un net changement de teinte se traduit d'Est en Ouest notamment dans le secteur de Domjean (à l'Ouest de Torigni-sur-Vire) par une augmentation de la granulométrie mais également de la puissance de la série.

Au centre de la Zone bocaine, ces terrains font défaut comme dans le cas précédent (formation k2). Cette lacune d'observation est certainement plus à mettre sur le compte des importants écaillages et chevauchements affectant la série dans le secteur qu'à une lacune de sédimentation.

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.

Les paléoreliefs qui séparaient le domaine oriental du domaine occidental, semblent disparaître lors de la période de sédimentation de la « Formation de Gouvix » (k3G).

Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces changements :

– une érosion du relief ;

– une transgression permettant l'enneiement total de la région.

Sédimentation gréseuse dans la Zone bocaine

La série lithologique présente au sein de la Zone bocaine, sur les feuilles Villers-Bocage et Torigni-sur-Vire, s'étend du Cambrien inférieur au Silurien inférieur. Les faciès sédimentaires y sont relativement peu diversifiés 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 (O2), les grès de la Formation de May (O4-5) et les grès siluriens (S) dont les caractères pétrographiques macroscopiques sont proches. Le tableau 4 a pour objectif de présenter les principaux critères distinctifs entre ces trois formations.

Caractéristiques pétrographiques	Formation de Montabot (O2)	Formation de May (O4-5)	Grès silurien (S)
Âge stratigraphique	Ordovicien inférieur	Ordovicien supérieur	Silurien
Nature	Arkose	Grès quartzitique (pas de ciment) ou quartzeux (ciment pélitique)	Grès quartzitiques
Couleur	Gris, blanc, rose	Gris clair à violacé	Gris clair à beige
Granulométrie	Très fin à moyen	Très fin, homogène	Fin
Minéraux principaux	Quartz (65 %), feldspath (25 %)	Quartz, feldspath rare (orthose)	Quartz, microcline, orthose, plagioclase
Minéraux lourds	Zircon, rutile, anatase	Zircon, rutile, tourmaline glauconie	Zircon, rutile, opaque
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 psammitiques à micas blancs et argillites rouges	Argillite noire (ampélites) intercalée
Fossiles		Faunes benthiques fouisseuses, pistes	Aucun
Figures sédimentaires	Pistes et terriers	Ripples marks Terriers Pistes de reptation Chenaux	Aucun
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 la zone bocaine : rappels sur les caractéristiques pétrographiques de ces trois formations (Hervy, 1997).

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

Dans la Zone bocaine, le faciès situé entre les Formations de Saint-Rémy (K-01) et d'Urville (O3) correspond à la Formation de Montabot (O2) sur les feuilles Villers-Bocage et Torigni-sur-Vire et à celle des Grès armoricains sur Falaise, Vimoutiers etc. Dans les synclinaux d'Urville et de May-sur-Orne, cette formation a pour équivalence chrono-stratigraphique 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 :

- 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).

Quoi qu'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, Falaise, Vimoutiers, 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 de la Brèche au Diable, à l'Est 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 importante. Il est ainsi exploité comme granulats dans la carrière de Perrières (feuille Mézidon).

La série débute semble-t-il par un conglomérat de base, de 30 cm de puissance.

La datation stratigraphique de ces grès a été possible grâce à la découverte, dans des passées schisteuses, de chitinozoaires et d'acritarches, qui donnent un âge arénigien inférieur (Deunff et Chauvel, 1970 ; Paris, 1981).

Une étude isotopique U/Pb sur zircons réalisée sur les Grès armoricains de Villedieu-les-Bailleul (feuille Vimoutiers) a permis d'obtenir un âge de 510 ± 30 Ma à partir d'une population de zircons clairs non usés. Un âge de 475 Ma est proposé par C. Noblet (1984) pour la sédimentation.

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

- les célèbres tigillites qui sont en réalité des *Skolithos* (scolithes). Ces terriers ont une origine relativement mal connue. Il s'agirait soit de terriers de lingulidés, soit 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) ;
- 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 « méga-rides ») sont les plus fréquentes. D'après J. Durand (1985), ces différentes figures permettent d'envisager un milieu de sédimentation marine tidale, correspondant à d'anciennes et vastes prairies côtières.

L'origine des matériaux est mal connue. À 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-

	Formation du Grès armoricain (O2)	Formation de Montabot (O2)
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 : zircons, 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 Normandie (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 » (Lianvirin) - absence de faciès de transition 	<ul style="list-style-type: none"> - contact concordant avec la « Formation d'Urville » (Lianvirin) - transition marquée par un niveau conglomératique, à éléments de quartz
Relations entre la paléogéographie et la sédimentation	<p>Cartes présentant l'extension de la sédimentation ordovicienne</p>	
	<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 0 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 NE

Tabl. 5 - Comparaison lithostratigraphique des Formations de Montabot et du Grès armoricain (Hervey, 1997).

Ouest. Pour F. Doré (1969), cette variation est liée à la disparition progressive des « Grès armoricains » vers l'Ouest. Il n'affleure plus, en effet, dans le synclinal de May-sur-Orne et dans la partie centrale du Synclinal bocain. Les formations des « Grès armoricains » et des « Grès de Montabot » sont donc distantes de plus d'une trentaine de kilomètres. Une vaste lacune d'observation les sépare, empêchant de visualiser le passage latéral de faciès entre ces deux formations.

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 valable pour les Grès armoricains où les feldspaths sont très rares.

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 (O2).

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

À l'Ordovicien, la mer devait venir s'engouffrer dans un couloir ou golfe légèrement courbe de direction N-S en partie nord de la Zone bocaine et NE-SW dans celui-ci. 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. Ces variations s'expliquent semble-t-il par le contexte paléogéographique différent dans les deux cas qui entraîne des directions d'apports détritiques opposées. Étant donné l'importance à l'échelle

régionale du Grès armoricain, il serait logique de considérer les Grès de Montabot non pas comme une formation à part entière mais plutôt comme un faciès particulier et localisé du Grès armoricain.

Cadre paléogéographique et paléoclimatologique de la sédimentation du Paléozoïque inférieur dans le synclinal de May

Transgression et dépôt des formations cambriennes

Les premiers termes recouvrant en discordance le socle cadomien appartiennent au Cambrien inférieur. Du Cotentin au Maine (fig. 14), l'aire de sédimentation envahie par la transgression du Cambrien se localise dans trois bassins (Normania septentrionale, centrale, et méridionale) délimités par deux reliefs cadomiens majeurs hérités de l'histoire cadomienne (Doré, 1969) : au Nord, la cordillère constantienne, au Sud la Mancellia (Pruvost, 1949b). Le territoire de la carte Villers-Bocage s'inscrit en totalité dans la Normania centrale. Outre cet héritage morphologique, la paléogéographie cambrienne est contrôlée par une tectonique distensive particulièrement bien enregistrée en Normania méridionale où, dans le graben du Maine, s'exerce une forte subsidence accompagnée d'un volcanisme très actif (Le Gall, 1993).

Le Cambrien inférieur débute par la formation des Conglomérats et arkoses (K1C) composée de matériaux polygéniques plus ou moins grossiers qui représentent les produits de démantèlement des reliefs cadomiens sous un faciès rubéfié continental. Les épaisseurs de ces dépôts sont très variables (5 à 90 m), les variations rapides de puissance pouvant être tributaires d'une tectonique syn-sédimentaire ou indiquer l'emplacement de vallées fluviales ou de cônes alluviaux. Globalement, la formation basale cambrienne s'organise selon une séquence majeure de transgression avec à la base les termes grossiers conglomératiques passant aux grès arkosiques (K1G) progressivement envahis d'argilites et de siltites d'abord rubéfiées puis verdâtres. Cette sédimentation détritique fine de plaine d'inondation est peu à peu relayée par le dépôt de boues magnésiennes à polygones de dessiccation à l'origine des calcaires de Laize. Le milieu dans lequel s'effectue cette sédimentation se rapproche sans doute de dépressions continentales en relation avec la mer cambrienne (milieu lagunolacustre). La véritable transgression marine cambrienne ne s'instaure réellement qu'avec le dépôt des calcaires oolitiques à cyanophycées (*Rosnaiella*, K2R) suivi de l'installation de vastes prairies à stromatolites (K2S). Ces édifices algaires apparaissent au sein de dépôts argilo-carbonatés, organisés en fines alternances millimétriques à centimétriques, qui évoquent des tidalites (coupe du Moulin de Bully ; synclinal de May).

La sédimentation argilo-carbonatée est graduellement envahie de sables feldspathiques qui finissent par constituer un vaste delta sous-marin puis aérien, axé sur la vallée de l'Orne et progradant vers le Sud (Doré, 1969). La formation qui en résulte, les Grès de Caumont (K3C), tire son origine de l'érosion de matériaux granitiques dont la source est à rechercher au Nord, à l'emplacement de la Manche actuelle, ainsi que le suggèrent tous les critères sédimentaires : variation d'épaisseur de la formation, évolution de la granulométrie de la matrice, sens des paléocourants. L'origine septentrionale des sédiments arkosiques trouve une confirmation par l'existence dans un forage au Havre d'un granite cadomien qui permet de supposer la présence dans ce secteur nord d'un bloc cadomien granitisé analogue à celui constituant le domaine mancennien (Le Gall, 1996 ; Maurizot et *al.*, 2001).

Dans le synclinal de May, la sédimentation cambrienne s'interrompt avec la formation des Grès de Caumont qui termine le premier grand cycle sédimentaire, entièrement bouclé dans le Cambrien inférieur (Doré, 1969). Au droit de la vallée de l'Orne, l'émersion sera définitive jusqu'à l'Ordovicien moyen (Formation des Schistes d'Urville).

Transgression et dépôt des formations ordoviciennes

La sédimentation ordovicienne débute avec le dépôt de la formation aréningienne du Grès armoricain (O2), formation présente à l'Est du synclinal de May, (forage de Berville ; Pareyn et Dangeard, 1959) et dans les synclinaux d'Urville et de la Zone bocaine, hors carte Villers-Bocage. Les caractères sédimentologiques et ichnologiques suggèrent un milieu littoral peu profond avec de vastes étendues sableuses soumises à l'action des tempêtes (Durand, 1985). Dans le synclinal de May, au droit de la vallée de l'Orne, la sédimentation ordovicienne ne reprend qu'avec le dépôt de la formation llanvirienne des Schistes d'Urville (O3) renfermant à sa base le minerai de fer. Il s'agit là du maximum de la transgression ordovicienne, qui a envahi la Normandie centrale par le Sud-Est, repoussant vers l'Ouest la ligne de rivage des terres émergées (Cap bas-normand de la Domnonée) (Doré, 1969).

Le dépôt du minerai de fer s'effectue sur une plate-forme ouverte infra à intertidale, soumise à l'action de courants de marée. Un système de dunes hydrauliques parallèles espacées de plusieurs centaines de mètres et séparées par des dépressions à fond vaseux, crée des conditions d'agitation et d'oxydation différenciées à l'origine des variations de composition des oolites ferrugineuses : cristallisation d'une enveloppe silicatée au sein des sédiments vaseux d'une dépression, puis oxydation externe par reprise en milieu agité oxydant sur une crête (Joseph, 1982 ; Joseph et Beaudoin, 1983). Les vases noires micacées de la formation d'Urville se déposent dans un environnement de plate-forme ouverte en domaine infratidal. Malgré leur apparente homogénéité, l'analyse des sondages miniers révèle que ces

vases argilo-sableuses enregistrent des variations bathymétriques avec alternances de cycles transgressifs et régressifs mineurs, illustrés par la succession de séquences : argilite noire, finement micacée ; siltite à pistes fines ; siltite ou grès fin à terriers laminaires ; grès minéralisé ou horizon de minerai de fer oolitique (Doré, 1969).

Au Llandeilo-Caradoc, le milieu de sédimentation évolue vers les conditions d'une plate-forme proximale, peu profonde soumise à l'action des tempêtes, des houles et à la dynamique tidale. L'organisation de la formation des grès de May (O4-5) en membres à dominante gréseuse ou silto-argileuse suggère un paléomilieu littoral favorable à l'édification de grandes barres gréseuses émergeant temporairement. L'approfondissement de la plate-forme se traduit par le dépôt de vases noires riches en animaux limnivores (trilobites).

La fin de l'Ordovicien est marquée par un événement climatique majeur, la glaciation ashgillienne, enregistré par le dépôt de la tillite de Feuguerolles (O6). Cette formation glacio-marine se compose de vases noires déposées en milieu calme et alimentées en éléments polygéniques par la fonte de glace flottantes (Doré et Le Gall, 1972). Tous les éléments proviennent des formations paléozoïques régionales, du Cambrien gréseux à l'Ordovicien supérieur, avec une nette prédominance de calcaires ashgilliens. Le remaniement de ces faciès s'explique à la fois par la régression glacio-eustatique qui les porte à l'émersion et par leur érosion probable par les glaces côtières (Doré *et al.*, 1985). Cet événement climatique est à mettre en relation avec le développement de la calotte glaciaire (inlandsis) centrée sur le Sahara, pôle sud à l'Ordovicien du Gondwana.

Sédimentation silurienne

Au début du Silurien, la fonte de l'inlandsis saharien déclenche une transgression glacio-eustatique qui submerge plus ou moins rapidement les régions nord-gondwaniennes. C'est dans ce contexte favorable au développement d'eaux mal oxygénées que se déposent d'abord des vases et sables pyriteux (Schistes à fucoïdes, S1F) puis des calcaires fétides (Calcaire de Feuguerolles, S1A), enfin une puissante série d'ampélites. Ces vases noires, riches en matière organique et en sulfures, sédimentent en milieu calme, anoxique, où la vie benthique disparaît au profit d'espèces à mode de vie planctonique ou épiplanctonique (graptolites, chitinozoaires, gigantostracés). Tous ces caractères, joints à la très vaste extension et la continuité géographique de ces milieux noirs, indiquent des conditions de sédimentation relativement profondes, au sein d'eaux marines qui, en réponse au phénomène de déglaciation, se scindent en une tranche d'eau supérieure oxygénée, riche en plancton, surmontant des eaux plus profondes anoxiques (Paris *et al.*, 1986).

MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

Trias

Démantèlement de l'édifice hercynien et comblement du réseau de drainage fluviatile fini-triasique

Une longue période d'érosion succède à l'orogénèse varisque aboutissant à une pénéplation dont la régularité n'est troublée qu'aux passages des niveaux de quartzites paléozoïques plus résistants, pincés au sein des séries protérozoïques en synclinaux dont les axes structurent le paysage. La distribution des sédiments détritiques triasiques est contrôlée par la présence de ces rides, héritées du substrat varisque, dont l'influence se fera sentir pendant tout le Jurassique. Les dépôts fluviatiles comblent les points bas du paysage, remblaient les larges dépressions formées de schistes briovériens, nivellent les imperfections de la pénéplaine, dans un contexte climatique chaud et humide. Des profils d'altération se forment et sont souvent fossilisés sous les dépôts de cette période. Dans le cadre de la feuille, les épandages se font dans la large dépression bordée par le Synclinal bocain au Sud-Ouest et le synclinal de May-sur-Orne au Nord-Est. Les matériaux quartzitiques arrachés aux arêtes paléozoïques constitueront ainsi un stock de galets qui sera remobilisé à différentes reprises et alimentera une bonne partie de la sédimentation détritique des périodes ultérieures, jusqu'aux périodes récentes plio-quadernaires.

Formant une unité distincte et séparée des séries de la province occidentale du bassin de Paris, le Trias de Basse-Normandie, d'âge tardif (Trias supérieur), a une extension limitée, du Nord-Cotentin à la région Caen-Falaise.

Transgressions jurassiques

La distribution des formations marines sur cette bordure du Bassin parisien pendant tout le Mésozoïque, est contrôlée par deux structures pérennes (Rioullet et *al.*, 1991 ; Dugué et *al.*, 1997, 1998) : l'Éperon du Perche au Sud, structure à tendance positive et le Sillon marneux péri-armoricain au Nord-Est, gouttière subsidente à tendance négative. Entre ces deux entités, la bordure du bassin de Paris connaît des oscillations engendrées par les mouvements épirogéniques et l'eustatisme. L'Éperon du Perche, de direction Est-Ouest, localisé au Sud de la feuille, dans la région du Perche et du Bellinois, est une structure d'orientation varisque. Il sépare au Jurassique les domaines paléogéographiques normand au Nord et manceau au Sud, constituant une barrière hydrodynamique entre eaux boréales et téthysiennes. Sa tendance épirogénique positive se traduit par la multiplication des lacunes de sédimentation, des décharges détritiques et une plus grande fréquence en niveaux d'oolites ferrugineuses.

La répartition des dépôts sur cette portion de marge armoricaine obéit à un double contrôle : un gradient d'amincissement généralisé vers le Sud et la présence des écueils. À l'échelle de la feuille Villers-Bocage, on constate pour le Lias et le Bajocien, un amincissement généralisé des séries du Nord-Est vers le Sud-Ouest corrélatif à une augmentation de la proportion des oïdes ferrugineux. Les séries pliënsbachiennes, toarciennes et bajociennes sont moitié moins épaisses dans l'angle sud-est de la feuille qu'au Nord. On passe ainsi du domaine de plate-forme externe ouverte typique du Bessin et de la Campagne de Caen, à un domaine plus interne. À une plus petite échelle, interviennent les structures du socle, avec les synclinaux paléozoïques de direction NW-SE, formant caps et îlots au sein de la plate-forme jurassique en cours d'édification. Le Lias représente un premier cycle transgressif qui voit l'installation de la plate-forme carbonatée. Il sera débordé par celui du Bajocien et enfin couronné par celui du Bathonien. Dans toute la pile jurassique, les lacunes sont nombreuses. Ces transgressions successives et de plus en plus larges sont un prélude à la grande transgression callovienne, qui ennoiera les derniers écueils paléozoïques.

Transgressions liasiques et installation de la plate-forme carbonatée

À partir de l'Hettangien, non représenté dans le cadre de la feuille Villers-Bocage (cantonné au Cotentin et au Bessin occidental), la transgression liasique va envahir la bordure normande du Massif armoricain, d'abord par ingression du réseau de drainage triasique (Dangeard et Rioult, 1959b), jusqu'à la fin du Sinémurien, puis par débordement progressif de cette partie du Bassin parisien (Rioult 1968, 1980) du Carixien au Toarcien (Dugué et *al.*, 1998). Elle déborde nettement les limites du comblement fluviatile triasique.

À la base du Lias, la sédimentation argilo-calcaire des calcaires à gryphées du Sinémurien traduit un milieu peu profond et abrité de vasière littorale. Elle n'atteint pas encore les écueils paléozoïques qu'elle contourne par le Nord-Ouest.

Ce type de sédimentation se prolonge dans la base du Pliënsbachien avec les Calcaires à *Cincta numismalis*. C'est durant le Lias que la première transgression marine généralisée a lieu. Une plate-forme carbonatée s'installe. Le débordement des couches sinémuriennes par les assises pliënsbachiennes peut se voir dans la région de Fain. Les faciès bioclastiques du Calcaire à bélemnites pliënsbachien indiquent une bordure marine franchement ouverte aux influences du large, où la sédimentation est profondément marquée par la proximité d'un rivage irrégulier contournant les paléoreliefs de la surface post-varisque. Les écueils paléozoïques imposent une paléogéographie complexe et s'avancent au sein de la plate-forme. Ces reliefs résiduels dessinent des caps et des baies, qui deviendront des îles et des écueils au fur et à mesure de la transgression. Ils favorisent une importante productivité biologique avec le

développement de faunes fixées à caractères très néritiques, constituant d'importants fournisseurs de bioclastes, comme les crinoïdes. Ces substrats durs et stables, dans des eaux marines agitées et bien oxygénées, riches en apports nutritifs favorisent surtout les organismes sessiles et sédentaires (bivalves, brachiopodes, bryozoaires, vers) et un bon éclaircissement, nécessaire à l'implantation d'une végétation benthique entraînant celle d'une faune de phytophages (gastéropodes, échinodermes réguliers). Toutes les niches écologiques sont conquises. Leur démantèlement fournit des sables coquilliers qui s'accumulent autour des îlots submergés. L'augmentation localisée de l'énergie hydrodynamique aux abords des écueils empêche la décantation des terrigènes. Entre les écueils, les faciès terrigènes et micritiques du Calcaire à bélemnites se déposent rythmiquement, alors qu'au droit des écueils, les marnes disparaissent et les lacunes se multiplient au sein des faciès bioclastiques, pour laisser place à des accumulations de sables bioclastiques grossiers, lavés, triés, brassés par les vagues de tempêtes, qui vont donner les bancs carbonatés amalgamés du banc de Roc. Ce faciès prédomine partout à la fin du Pliensbachien.

Malgré de nombreuses oscillations, la transgression s'affirme et s'accélère au Toarcien, qui ennoie un peu plus les écueils et dont l'aire de sédimentation déborde, vers le Sud, celle du Pliensbachien. Cette période est marquée par un régime sédimentaire d'alternances marno-calcaires à céphalopodes, entrecoupé par des épisodes argileux dont notamment les Argiles à poissons, bitumineuses, et les Marnes à *Haugia*, noires, pyriteuses. Les dépôts de cette période se caractérisent par de forts contrastes lithologiques, la condensation des niveaux, la multiplication des surfaces d'érosion, des remaniements, des encroûtements, la phosphatisation des fossiles, la généralisation de la présence d'ooïdes ferrugineux, toutes caractéristiques trahissant une phase d'instabilité. La faune benthique domérienne disparaît au profit de premières faunes pélagiques mésogéennes sur la bordure armoricaine. Les conditions anoxiques, reconnues à l'échelle ouest-européenne, qui règnent temporairement lors du dépôt des Argiles à poissons, déciment les faunes sédentaires et sessiles. Avec le dépôt des Calcaires à ammonites, reviennent des conditions de bonne oxygénation et de sédimentation carbonatée. Vers la fin du Toarcien, les apports coquilliers deviennent ferruginisés, en relation avec un ralentissement sédimentaire, précurseur des dépôts condensés caractérisant la période aalénienne à bajocienne.

• Édification de la plate-forme carbonatée au Bajocien et au Bathonien moyen

Le bruit de fond de la sédimentation toarcienne se poursuit au début de l'Aalénien et la tendance au ralentissement de la sédimentation se confirme par la ferruginisation des divers clastes. Il conduit au dépôt du niveau condensé de l'Oolite ferrugineuse aalénienne, encadré par deux discontinuités

biostratigraphiques soulignées par des lacunes. Au-dessus de la discontinuité supérieure, la « Malière » bajocienne, avec ses alternances de faciès calcaires et de marnes, indique un approfondissement des milieux de sédimentation et représente un maximum transgressif. Mais les « Couches vertes » qui ravinent et terminent la « Malière », annoncent un nouveau ralentissement du taux de sédimentation, phénomène qui va culminer dans l'Oolite ferrugineuse de Bayeux, séquence condensée typique, correspondant à un épisode de sédimentation/érosion sur haut-fond de mer ouverte, dans des conditions voisines de l'émersion.

Après cet épisode à caractère condensé, on assiste à un retour progressif vers une sédimentation carbonatée de mer ouverte, la tranche d'eau s'épaississant et le taux de sédimentation s'accroissant, avec le dépôt des Calcaires à spongiaires. La mer bajocienne déborde les limites de la mer liasique et il est probable que durant cette période l'écueil de May ait été complètement recouvert.

Le développement de la plate-forme atteint son apogée au Bathonien inférieur. Le dépôt des niveaux de base marneux à céphalopodes de la séquence bathonienne (Bancs bleus) expriment les influences du large. Le passage progressif au Calcaire de Caen atteste d'un environnement calme à la limite du domaine de plate-forme interne et du domaine de plate-forme externe. Le Calcaire de Caen ennoie progressivement et complètement les crêtes de grès paléozoïques.

Crétacé–Cénozoïque

Façonnement d'une surface continentale polygénique

À la fin du Jurassique, suite à l'émersion généralisée du bassin de Paris et de sa marge armoricaine, une surface continentale se développe pendant le Crétacé inférieur et affecte le socle armoricain et sa couverture carbonatée jurassique exondée. La période Crétacé inférieur–Tertiaire (Éocène) représente dans toute cette région un stade où les processus continentaux d'altération prévalent sur les processus de dépôt (à l'exception de la période Crétacé supérieur, à laquelle est associée une phase de sédimentation marine). Elle est en particulier marquée par le façonnement de vastes surfaces d'altération en argiles résiduelles à silex aux dépens des carbonates. La surface de base de ces altérites se prolonge sur le socle jusque sur le Synclinal bocain où elles sont associées à la relique cénomanienne du Mont Pinçon. Cette dernière représente le témoin le plus avancé à l'intérieur de la Zone bocaine de la transgression crétacée. La présence de cette dernière fait clairement ressortir l'existence de deux phases d'altération continentale complètement déconnectées dans le temps, l'une au Crétacé inférieur, l'autre au Tertiaire. D'autres indices d'âge crétacé in-

férieur dans ces argiles à silex attestent de l'ébauche précoce et de la longue évolution en milieu continental que va subir toute cette région.

Le profil d'altération des argiles à silex est scellé par les faciès siliceux du Cinglais rapportés à l'Éocène supérieur. Ces témoins altéritiques distincts et superposés aux précédents, constituent un deuxième jalon dans la difficile reconstitution de cette longue histoire continentale.

Cette surface subira par la suite d'autres retouches comme en témoigne dans toute la région bas-normande son découpage par des accidents. Cette surface continentale polygénique pré-pleiocène (Pellerin, 1967 ; Klein, 1973 ; Lautridou, 1994 ; Wyns, 1991) se surimpose aux différentes paléo-surfaces initiées précédemment (post-varisque, post-jurassique).

• *Ébauche progressive du paysage actuel : cryergie et encaissement du réseau hydrographique quaternaire*

Cette dernière étape est dominée par la phase épirogénique qui a mis en altitude le Massif armoricain mais aussi la Haute-Normandie d'environ 150 m en 2 millions d'années (Lautridou, 1985). Elle s'accompagne du morcellement de la surface polygénique pré-pleiocène, notamment de la couverture sédimentaire mésozoïque et des ensembles d'argiles résiduelles à silex qui la recouvrent.

Le reste de l'histoire quaternaire se dessine progressivement, en réponse aux soulèvements. Le réseau hydrographique s'enfonce petit à petit et la cryergie périglaciaire va régler la distribution des formations superficielles : étagement progressif des différentes terrasses de plus en plus basses sur les principaux cours d'eau, soufflage du loess depuis la Manche exondée, délitages des affleurements en gélifrac, mobilisation des matériaux sur les versants par cryoclastie et gélifluxion, empâtement des pentes par des éboulis, « heads », grèzes mélangées au loess, fluage des argiles d'altération, colluvionnement des loess. La dissymétrie morphologique classique des versants est particulièrement bien exprimée dans le paysage. Les flancs exposés au Sud ou à l'Ouest sont toujours plus abrupts et présentent un bon nombre d'affleurements. À l'opposé, les flancs exposés à l'Est et au Nord sont généralement plus empâtés, de morphologie plus molle, de pente plus douce et à produits d'altération argileux plus abondants.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La structuration des différents terrains présents sur la feuille Villers-Bocage (Protérozoïque, Paléozoïque) résulte des tectoniques cadomienne, affectant le Briovérien, puis hercynienne, touchant les terrains briovériens et paléozoïques.

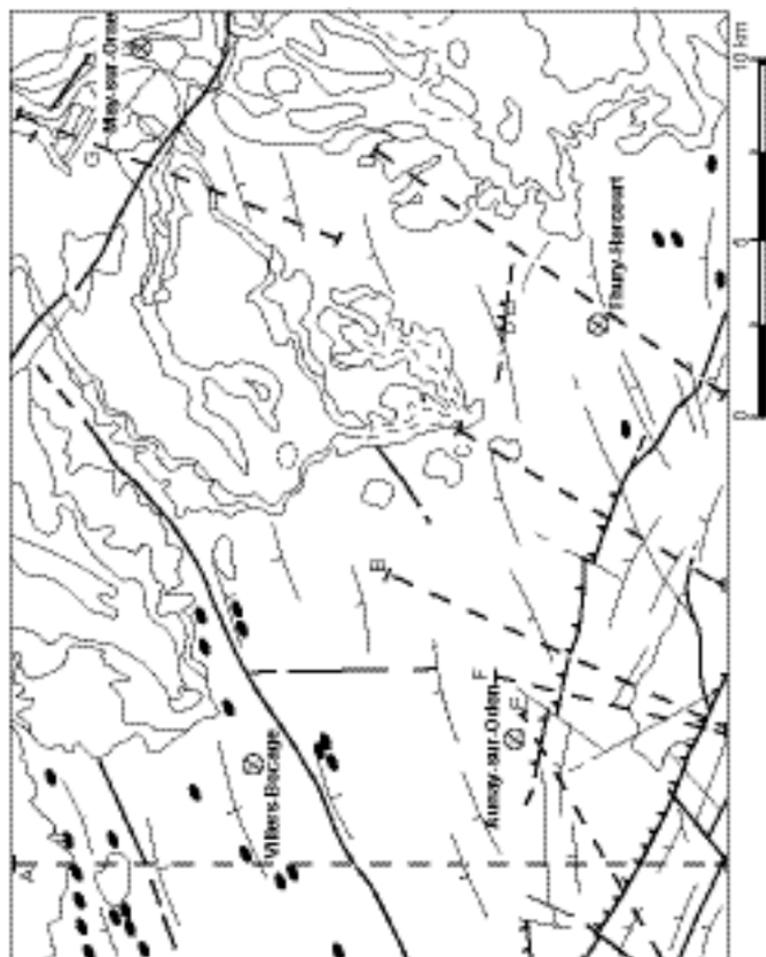


Fig. 16 - Plan de localisation des coupes géologiques

Déformations et métamorphisme cadomiens

(cf. coupe schématique sur carte et fig. 15 à 20)

Les déformations plicatives des terrains briovériens sont antérieures au dépôt des terrains paléozoïques présents, discordants sur le Briovérien. Elles correspondent aux phases tardives de l'orogénèse cadomienne, synchrone de la mise en place du batholite mancelien de Vire–Athis, datée à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982). Ces déformations plicatives, affectant le Briovérien post-phtanitique (mais également phtanitique au Nord et à l'Ouest) sont 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. La répétition au niveau cartographique de certains horizons silteux, grauwackeux, ou conglomératiques constitue le meilleur témoin de ces phases de plissements. Quelques beaux plis ont cependant pu être observés le long de la vallée de l'Orne, à l'affleurement dans la carrière du Val de Maizet, le long de la route entre le Pont du Coudray et la ferme de la Petite Butte, ainsi que dans la carrière de la Roche Blain au bord de la Laize. De très beaux plis peuvent également être distingués en photographies aériennes près du Val de Maizet de part et d'autre de l'Orne.

Ces plis sont d'ordre décamétrique à plurihectométrique, orientés selon une direction moyenne N65° à N80°, à plongement axial penté faiblement (30°) en majorité vers l'Ouest, plus localement vers l'Est. Ils sont isoclinaux, localement faillés, serrés, anisopaques, pentés en majorité vers le Nord avec des pendages très redressés (60 à 70°). Ces plis sont accompagnés d'une schistosité S_1 de plan axial de type flux, subparallèle à parallèle au plan de stratification S_0 dans les flancs des plis, avec une transposition plus ou moins prononcée du plan S_0 dans le plan S_1 au niveau des charnières (rares observations). Elle se matérialise, en particulier dans les siltites, par une réorientation et une recristallisation partielle des minéraux préexistants, et par un alignement de phyllites néoformées et de minéraux opaques. Cette schistosité régionale S_1 est dans la majorité des cas à plongement sud. Elle est moins intense que celle présente dans le domaine phtanitique (visible à l'Ouest sur Torigni-sur-Vire, Balleroy et Saint-Lô), et de type flux naissant. À ces déformations est associé un métamorphisme régional de faible intensité, à caractère anchizonal–épizonal, dans le faciès « schistes verts » (zone de la chlorite). Ce métamorphisme à caractère épizonal franc à l'Ouest et au Nord dans le Briovérien phtanitique, décroît très progressivement du Nord vers le Sud, au fur à mesure que l'on monte dans la pile sédimentaire briovérienne (b1 + b2).

Une seconde schistosité de type fracture crénelant la S_1 peut localement être distinguée dans l'environnement immédiat des zones faillées. Elle est à mettre en relation avec le jeu des failles hercyniennes.

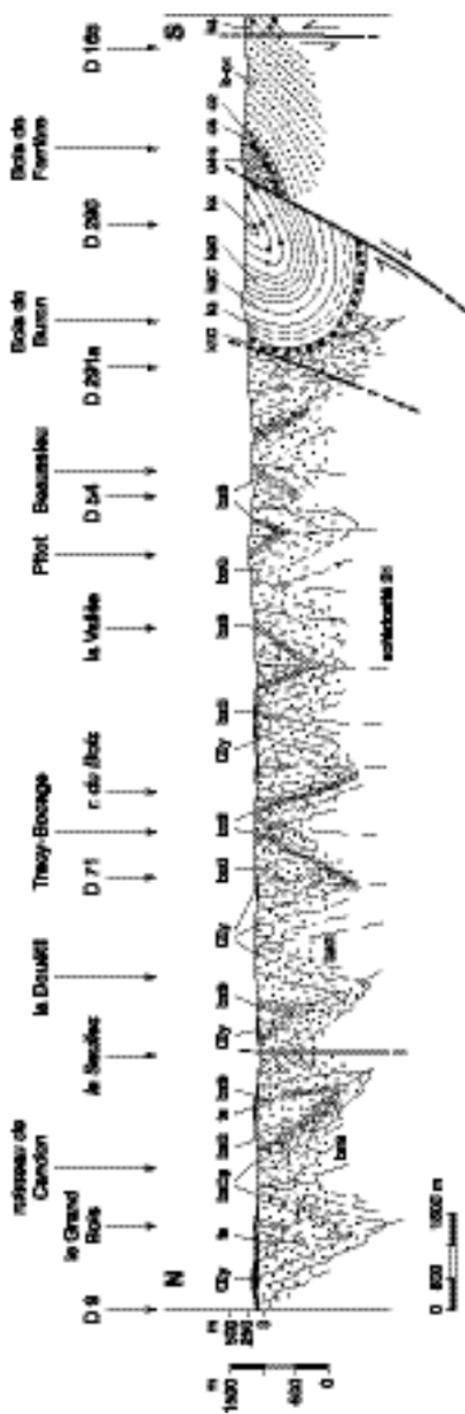


Fig. 18 - Coupe A



Fig. 17 - Coupe B

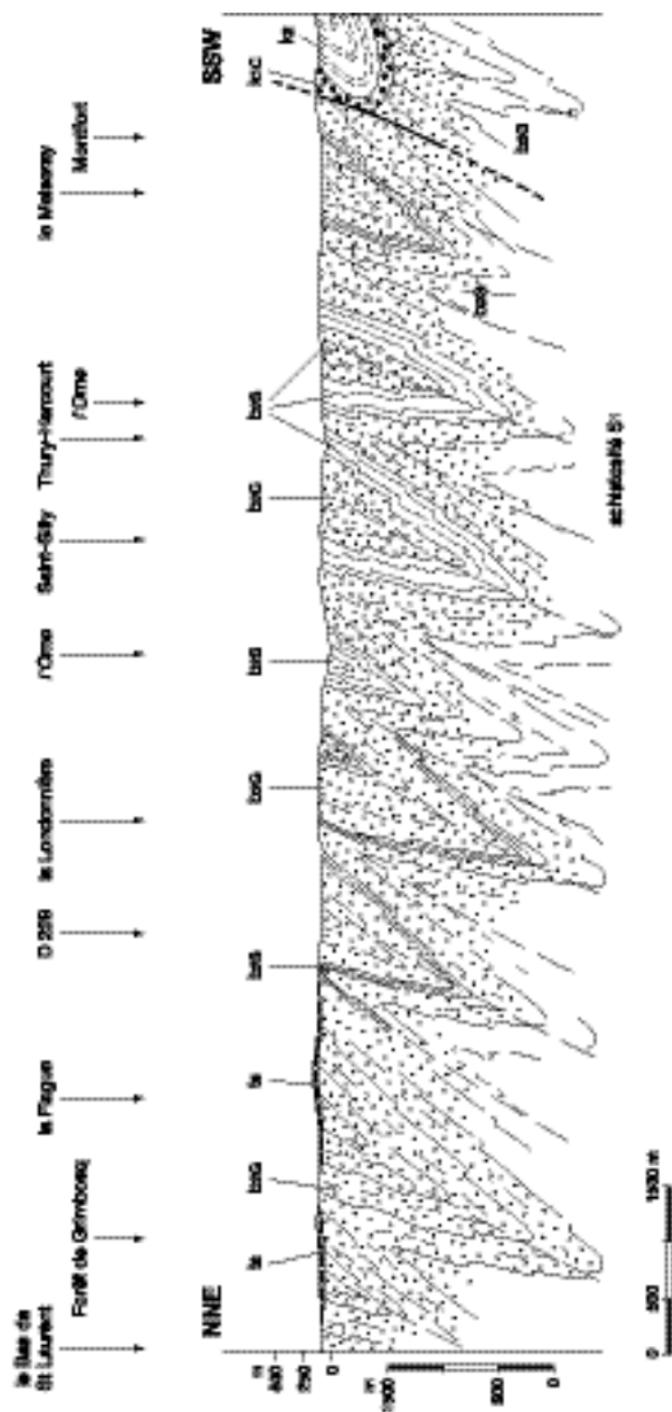


Fig. 19 - Coupe D

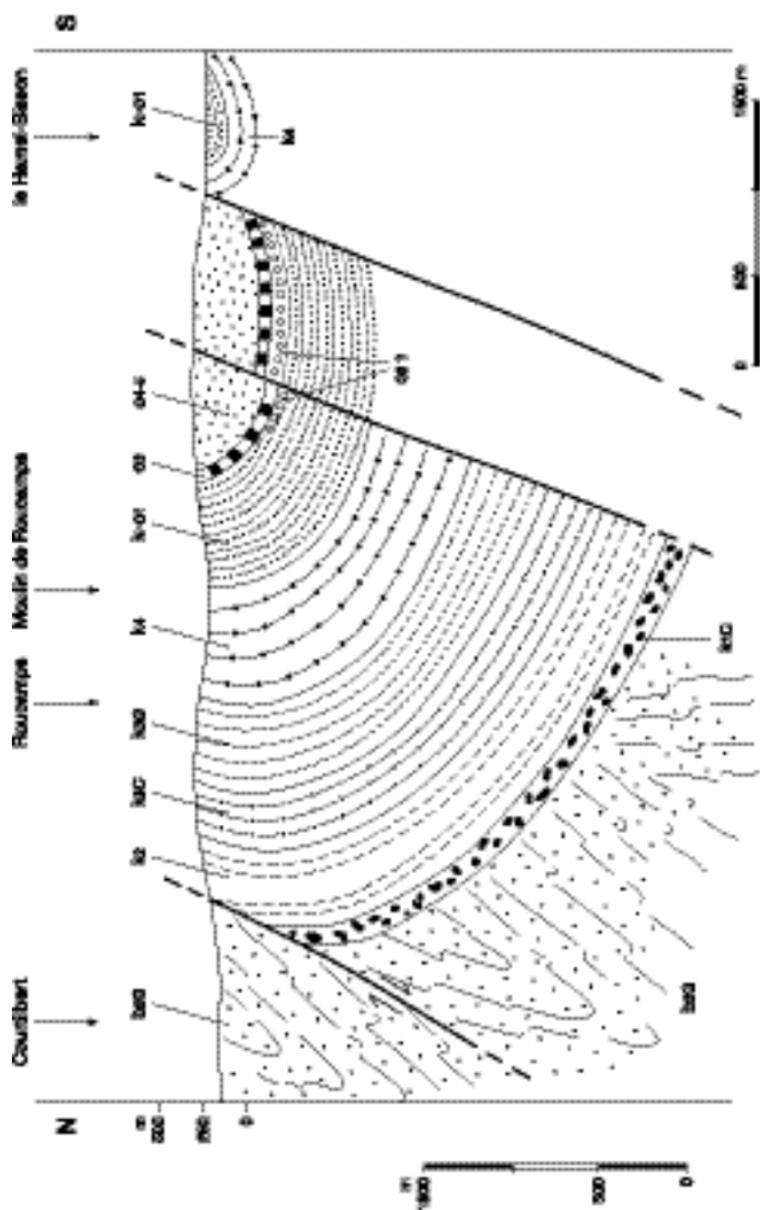


Fig. 20 - Coupe F

Contrairement au Briovérien phtanitique observé plus à l'Ouest (Torigni-sur-Vire, Saint-Lô, Balleroy), les microplis apparaissent ici à l'affleurement ou en volantes très réduits.

Comparaison entre le Briovérien post-phtanitique de Villers-Bocage et le Briovérien phtanitique visible à l'Ouest

De façon générale, 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 moins intenses dans le Briovérien (b2), marquées notamment par une schistosité de flux moins développée de type flux naissant, avec un degré de recristallisation et de néoformation moindre, et un degré de métamorphisme moins élevé. On se trouve ici en présence d'un gradient cadomien de déformation et de métamorphisme décroissant du Nord au Sud, interprété par L. Dupret (1988) et E. Dissler *et al.* (1988) comme résultant d'une différence de niveau structural. Cette phase majeure de déformation, à l'origine du plissement synschisteux des formations (b2) et (b1) est localisée dans le temps après le dépôt du Briovérien supérieur et légèrement antérieurement à la mise en place des granitoïdes mancelliens.

Fracturation dans le domaine briovérien

Plusieurs familles de failles ont été mises en évidence, directement sur le terrain et matérialisées par la présence de filons de quartz, de zones fortement cataclasées, de décalages de niveaux, ou en photographies aériennes.

Parmi les différents accidents distingués, on retiendra principalement ceux présents dans la moitié ouest de la feuille, de direction N60 à N70°E :

– au Nord-Ouest, passant au niveau d'Anctoville, l'accident aligné sur la rivière Seulles ;

– un peu plus au Sud, l'accident aligné au Sud-Ouest sur le ruisseau de la Seulline, passant par Maisoncelles-Pelvey, Epinay-sur-Odon et se poursuivant ensuite au Nord-Est le long du cours de l'Odon. Cet accident se situe dans le prolongement de celui de la Forêt-l'Evêque-Saint-Martin-des-Besaces, affectant à l'Ouest sur la feuille Torigni-sur-Vire le Synclinal bocain.

Ces deux accidents, parallèles, font partie d'un important réseau de failles multiples, parmi lesquelles à l'Ouest les failles de Granville, de la Drôme, de direction N60 à N70°E, affectant l'ensemble de la région normande.

Ces accidents décrochants à jeu senestre (cf. feuilles Balleroy, Saint-Lô et Torigni-sur-Vire) sont caractérisés ici comme ailleurs par une importante cataclase des formations recoupées, accompagnée localement (coupure

Torigni-sur-Vire) par de nombreux filonnets de quartz-carbonates-chlorite (hydrothermalisme).

Ces décrochements majeurs, bien marqués au niveau du Briovérien, ressortent également très distinctement au niveau du Paléozoïque régional, notamment au Sud de la région étudiée au niveau du Synclinal bocain dans les secteurs de Paugy, Saint-Martin-de-Sallen, les Trois Maries et la Vallée (à l'Ouest de Thury-Harcourt), et de la Bigne à l'Ouest (près de Jurques, feuille Torigni-sur-Vire). La structuration du Mont Pinçon dans sa partie sud semble également, à la vue des levés, très étroitement liée à cette famille d'accidents. Ces failles jouent un rôle majeur dans la structuration non seulement du Briovérien mais également du Paléozoïque et ont par conséquent sans aucun doute un jeu d'âge hercynien voire même probablement tardi-hercynien. Elles correspondent apparemment à d'anciennes structures cadomiennes sub-contemporaines de la mise en place de la diorite de Coutances, et dont la réactivation, au cours ou à la fin de la phase hercynienne, a en partie conditionné la structuration du Paléozoïque notamment l'accentuation de la virgation du Synclinal bocain. Ces structures faillées cadomiennes ont probablement également fortement influencé l'évolution paléogéographique au cours du Briovérien et par conséquent le régime sédimentaire.

Les effets les plus marquants de la phase de déformation hercynienne sur le Briovérien sont essentiellement liés au rejeu 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.

Outre ce réseau majeur, plusieurs réseaux de fracturation ont pu être individualisés dans le Briovérien :

- un réseau de failles inverses majeures, de direction N120° à N140°E, d'âge hercynien, particulièrement bien exprimé au Sud au niveau du contact Briovérien-Paléozoïque, et se marquant dans cette zone par une remontée et un chevauchement des formations briovériennes sur le Paléozoïque. Ce réseau de failles est également très bien marqué au Nord au niveau du synclinal de May-sur-Orne, entre Laize-la-Ville et Baron-sur-Odon (cf. paragraphe « Déformations hercyniennes ») ;
- un réseau N20°E à N180° caractérisé par des petits décrochements dans la Zone bocaine, en majorité senestre et probablement à l'origine de la structuration de certains tronçons du réseau hydrographique de l'Orne et de l'Odon ;
- un réseau de fracturation N30° à N40°E, en majorité dextre, également visible sur la bordure nord du synclinal bocain ;
- un réseau de fracturation N100° à N110°E, présent mais plus délicat à définir.

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

Déformations des terrains paléozoïques

Les terrains paléozoïques de la feuille Villers-Bocage sont déformés en trois grandes structures synclinales plus ou moins masquées par la couverture du bassin de Paris et qui, du Nord au Sud, sont les suivantes : le synclinal de May qui se prolonge vers le Nord-Ouest sur la feuille Bayeux (Maurizot et *al.*, 2001) ; le synclinal d'Urville représenté par sa terminaison occidentale et se poursuivant largement vers l'Est sur la feuille Mézidon (Deroin et *al.*, 1999) ; la Zone bocaine, vaste structure synclinoriale qui s'étend sur plus de 120 km, de Granville à l'Ouest jusqu'à Trun à l'Est, et dont seul un tronçon apparaît sur cette carte.

Synclinal de May

(cf. coupe schématique sur carte)

Le premier essai de reconstitution de cette structure, exposée principalement dans la vallée de l'Orne et à moindre mesure dans la vallée de l'Odon, est l'œuvre de C. Renault (1883 c). Pour celui-ci la déformation des assises « siluriennes » (paléozoïques) était due à leur soulèvement, provoqué par l'intrusion d'une roche éruptive dont un témoin existe dans la vallée de la Laize sous forme d'un sill de dolérite (filon de la Planche à la Housse, non figuré sur la nouvelle carte Mézidon à 1/50 000, Deroin et *al.*, 1999). Mais c'est à L. Lecornu que revient le mérite, dès 1887, de comprendre la structure du « bassin de May » en démontrant le renversement des assises du flanc nord sur celles du flanc sud. Par la suite, A. Bigot (1904) publiera une carte du synclinal en faisant apparaître clairement la faille limite nord qui coupe en biseau les assises paléozoïques ; « de l'Est à l'Ouest, le Précambrien est successivement en contact avec les grès feldspathiques et les schistes d'Angers de la lèvre nord, les grès de May, les schistes d'Angers, les grès feldspathiques de la lèvre sud ». Il indique que le synclinal, très aminci, se poursuit vers Tessel (feuille Bayeux à 1/50 000), secteur où ne subsiste qu'un reste de flanc sud représenté par un pointement de Grès de Caumont.

Les levés des feuilles Bayeux (Maurizot et *al.*, 2001) et Villers-Bocage ont permis de préciser la géométrie du synclinal de May, pli varisque d'amplitude plurikilométrique et d'orientation N120-N125°E. Ce pli synschisteux, déversé vers le Sud, est affecté de failles directionnelles dont la plus importante est la faille limite nord, et de décrochements transverses organisés en système conjugué.

• **Failles directionnelles.** Le pli est limité au Nord par une grande faille, jamais accessible à l'observation, mais qui, compte tenu du déversement voire du renversement des formations du flanc nord, doit présenter un regard nord et une composante inverse vers le Sud. La trace de cette faille a pu être suivie dans la carrière d'Etavaux où elle met en contact le flysch briovérien avec les Grès de Caumont du flanc nord : des sondages en destructif ont révélé la superposition du Briovérien sur les faciès gréseux cambriens attestant du plongement nord de la faille (70 à 80°) et de sa direction N125°E conforme à l'axe du pli. La faille limite se poursuit vers le Nord-Est sur la rive gauche de l'Orne où elle se perd sous la couverture jurassique. Elle réapparaît juste au Nord de la limite de la carte, à Gournay (feuille Bayeux-Courseulles) où subsiste un petit témoin de Grès de May appartenant au flanc sud. Dans la vallée de l'Odon, la faille limite juxtapose le Briovérien aux Grès de Caumont du flanc sud, largement exploités dans les carrières de Mouen (à cheval sur les feuilles Bayeux et Villers-Bocage). Entre les vallées de l'Orne et de l'Odon, quelques rares forages profonds de recherche de minerai de fer, réalisés dans les années 1920, permettent de suivre grossièrement le parcours de la faille limite qui, en adoptant une direction proche de N110°E, tronque progressivement toutes les formations du flanc nord, puis une partie de celles du flanc sud.

D'autres failles inverses directionnelles WNW-ESE affectent le synclinal de May, telles les deux failles reconnues lors des travaux miniers des concessions de Saint-André et de May-sur-Orne. L'une d'elle se suit vers le Nord-Est en direction de la carrière Guérin où elle affecte les Grès de May (membres des Grès ferrugineux et du Petit-May) du flanc nord, eux-mêmes déformés par un repli anticlinal (front de taille nord-est de la carrière). Cette faille plonge vers le Nord de 30 à 60° en adoptant une géométrie en plats et rampes et s'accompagne du développement d'écaillés décamétriques dont la structure en amande est conforme au déplacement des unités chevauchantes vers le Sud.

Une dernière faille directionnelle majeure, à jeu inverse, passe au droit de l'axe du synclinal en mettant en contact les unités du flanc sud (formations des Schistes à fucoïdes et des Ampélites) faiblement inclinées vers le Nord avec les Grès de May du flanc nord verticaux ou déversés (rive gauche de l'Orne ; pont sur la voie ferrée). L'emplacement de cette faille est très certainement conditionné par les ampélites siluriennes jouant le rôle d'un niveau de décollement.

• **Décrochements conjugués senestres N10-N30°E et dextres N140-N160°E.** Deux familles principales de failles décrochantes, transverses au pli synclinal de May, ont été identifiées soit directement en carrière (exploitations de Mouen, d'Etavaux et de Feuguerolles) soit indirectement au cours de survols aériens (P. Gigot). Grâce à ces survols,

deux champs de fractures ont pu être repérés : l'un situé à Baron-sur-Odon au Sud-Est du château, l'autre à Bully à l'Ouest du village. Dans les deux cas les formations affectées par ces failles appartiennent aux Grès de Caumont et aux Schistes et calcaires du flanc sud. De plus, les photos aériennes révèlent clairement le jeu conjugué de ces décrochements, orientés N10-N30°E senestres et N140-N160°E dextres. Le décalage horizontal des assises est d'ordre décimétrique (25 à 30 m).

Dans la carrière de Mouen (exploitation en rive droite de l'Odon) les Grès de Caumont sont affectés de nombreux décrochements senestres N30°E, sub-verticaux, porteurs de stries plongeant de 20 à 30° vers le Nord. Dans la carrière d'Etavaux, les tronçons de failles inverses N130°E plongeant de 45° vers le Nord sont relayés par des décrochements N20-N30°E, dextres ou senestres (plongement des stries de 20° vers le Nord), jouant le rôle de rampes latérales accommodant le déplacement vers le Sud des unités paléozoïques du flanc nord. Un dispositif similaire a pu également être mis en évidence dans la carrière Guérin à Feuguerolles.

D'autres décrochements transverses, de plus grande ampleur, apparaissent en cartographie. Dans la localité de Feuguerolles, un décrochement dextre décale d'une centaine de mètres les Grès de May du flanc sud. Cet accident d'orientation sub-méridienne ne paraît pas se prolonger ni vers le Nord, ni vers le Sud, suggérant qu'il s'agit d'un tronçon réfracté d'une faille directionnelle localisée dans les formations schisteuses encadrant les Grès de May. Un autre décrochement de même type, occasionne le décalage, de part et d'autre de la vallée de l'Orne, du minerai de fer. L'une de ces failles sub-méridiennes, injectée d'un filon basique, désignée sous le nom de « faille mouchetée » a été rencontrée lors des travaux miniers sur les deux flancs du synclinal (Bigot, 1938).

• **Schistosité et métamorphisme varisque.** Dans les unités varisques de l'Est du Massif armoricain, et en particulier dans le synclinal de May, la schistosité principale associée au plissement est de type fracture avec début de recristallisation. La néogénèse des minéraux phylliteux, illite et chlorite, contenus dans les plans de schistosité, dénote le caractère synschisteux du métamorphisme régional.

L'intensité du métamorphisme régional varisque, appréciée avant tout par l'analyse diffractométrique des sédiments fins appartenant aux formations ordovico-siluriennes du forage du Quesnay (synclinal d'Urville ; Le Gall et Doré, 1971) et aux formations paléozoïques du synclinal de May, se situe en domaine anchizonal ($T = 300$ à 400° ; $P < 2$ Kb) (Le Gall, 1993). Les associations minérales argileuses contenues dans les formations briovériennes et cambro-ordoviciennes sont toutes identiques et appartiennent au faciès à illite et chlorite. À partir des sédiments ludloviens, se développe une paragenèse à

illite + chlorite + pyrophyllite \pm interstratifié régulier illite-smectite, stable dans les conditions d'un métamorphisme plus faible, correspondant à la limite anchizone-diagenèse profonde. Une telle paragenèse, dominée par le minéral-index pyrophyllite, reflète les profonds bouleversements climatiques subis par l'ensemble du domaine armoricain entre les périodes ordovicienne et silurienne (cf. « Cadre paléogéographique et paléoclimatologique de la sédimentation du Paléozoïque inférieur »). Aux conditions périglaciaires de la fin de l'Ordovicien, succèdent, dès le Silurien moyen, la chaleur et l'humidité d'un climat sub-équatorial favorable au développement de la kaolinite qui, lors du métamorphisme varisque, se transformera en pyrophyllite (Le Gall, 1993).

• **Conclusion.** À l'échelle du synclinal de May, la cinématique des déformations varisques se déroule dans un régime de déformation progressive, sous l'emprise de contraintes compressives sub-méridiennes à vergence sud.

La première étape correspond à la phase de plissement du synclinal selon un axe N110-130°E. En raison du développement important des formations gréseuses, le régime de déformation souple cesse rapidement pour être relayé par un régime cassant dont la faille limite nord à jeu inverse en est la meilleure expression. D'autres accidents cassants apparaissent au cours de ce stade terminal sous la forme des failles directionnelles associées à des décrochements conjugués N10-N30° senestres et N140-160°E dextres.

À l'échelle du domaine est-armoricain, la structuration varisque résulte pour l'essentiel de plis associés à des chevauchements à vergence sud, organisés en une géométrie de plats et de rampes (Butaeye et *al.*, 2001). Même si les déplacements horizontaux restent d'ampleur modeste, les structures du synclinal de May s'inscrivent pleinement dans un tel dispositif.

Synclinal d'Urville

Seuls quelques témoins de l'extrémité occidentale de cette structure, presque entièrement masquée par les formations résiduelles de la forêt de Cinglais, apparaissent sur la feuille Villers-Bocage. Se prolongeant largement sur la feuille Mézidon (Deroin et *al.*, 1999), le synclinal d'Urville, baptisé bassin de la Brèche-au-Diable par L. Lecornu (1890), présente une forme elliptique de grand axe N110°E dont la fermeture périclinale ouest serait, selon A. Bigot (1913, 1927), interrompue par une faille méridienne, supprimant une bande de poudingues pourprés. Toujours selon cet auteur, le bord ouest, relevé, de cette faille porterait sur la rive gauche de l'Orne un lambeau de poudingues pourprés (lambeau de Cropton) appartenant au synclinal d'Urville. Cette opinion est rejetée par F. Kerforné (1914) pour qui le synclinal d'Urville se ferme au Nord-Ouest suivant une parfaite régularité ainsi qu'en témoigne le contour périsynclinal de la couche de minerai de fer ordovicien, repérée dans 10 sondages, allant jusqu'à plus de 600 m de profondeur ; le lambeau cambrien

de la rive gauche de l'Orne serait le témoin de l'existence d'un synclinal arasé indépendant de celui d'Urville.

Les leviers de la feuille Villers-Bocage confirment les vues de F. Kerforne. Bien qu'affleurant de façon discontinue, les conglomérats et arkoses de la fermeture périclinale se suivent régulièrement de la vallée de Tourtous jusqu'à Boulon selon une direction N70°E puis ils réapparaissent à Saint-Laurent-du-Condé où ils s'orientent N15°E. Ils prennent ensuite une orientation sub-méridienne avant de disparaître sous l'argile à silex du Cinglais au Sud de la Hupperie. Une intense schistosité N120°E, sub-verticale, affecte les formations cambriennes de la fermeture périclinale, particulièrement visible dans les conglomérats à Saint-Laurent-du-Condé, ainsi que dans le petit témoin de calcaires de Laize au Nord-Est de la Hupperie. Le développement d'une telle schistosité s'observe également dans le secteur de Cropton où le flysch briovérien et le conglomérat cambrien sont affectés par une schistosité varisque symmétamorphe (zone de la chlorite) orientée N120°-70°N et portant une linéation minérale N35°-50°N. Les critères de cisaillement relevés en section XZ (rotation des clastes ou des galets) soulignent la vergence SSW des déplacements conformément aux observations réalisées dans le synclinal de May (Gresselin, 1990). L'utilisation d'un modèle numérique de terrain complété par des relevés cartographiques révèle que le lambeau cambrien de Cropton est ancré sur un chevauchement varisque d'ampleur régionale se reliant vers l'Ouest au chevauchement nord de la Zone bocaine (Butaeye *et al.*, 2001).

Synclinal de la Zone bocaine

(fig. 15 à 20)

Depuis la première description de la structure de la Zone bocaine en « double pli d'assises siluriennes » par L. Lecornu en 1892, de nombreuses études structurales se sont succédé dont celles de A. Bigot (1928), de M.J. Graindor (1963), de F. Doré (1969), de M. Robardet (1981) et de F. Gresselin (1990). 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 Torignisur-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 fréquemment la bordure nord de la Zone bocaine.

• *Plis*. La bordure nord de la Zone bocaine, située dans le coin sud-ouest de la carte, montre des plis d'axe N110° à N120° de dimension cartographique : les synclinaux d'Ondefontaine–Mont Pinçon et du Bois de la Ferrière. Le cœur de ces plis est constitué par les grès quartzitiques blancs de la formation de May (O4-5). Ils apparaissent donc en relief et présentent les points culminants de la région. Ces structures plissées sont impliquées dans la tectonique en écaillage.

Le flanc nord du synclinal d'Ondefontaine–Mont Pinçon constitue la bordure de la Zone bocaine au contact avec le Briovérien. Ce dernier est légèrement chevauchant. La série sédimentaire paléozoïque est en position inverse, les couches présentant des pendages nord de 35 à 80°. Ce dispositif inverse est sensible jusque dans la formation du Pont-de-la-Mousse (K4). Cette disposition est due au rebroussement des strates sous le plan de chevauchement des formations briovériennes. Le cœur du synclinal est situé au niveau du Mont Pinçon ou des traces d'ampélites noires siluriennes ont été retrouvées au-dessus des grès quartzitiques.

Une terminaison périclinale à cœur de pélites et grès fins (K4) entre Saint-Martin-de-Sallen et le Mont Pinçon, montre l'existence de replis à l'intérieur de la structure.

Le flanc sud est chevauchant sur les grès quartzitiques (O4-5) le long du versant nord de la colline du Bois de la Ferrière. Au Sud-Est, les grès (O4-5) du Mont Pinçon chevauchent la formation du Pont-de-la-Mousse (K4) dans le secteur de Le Plessis-Grimoult. Ce contact chevauchant se prolonge jusqu'à la limite du Paléozoïque, à l'Est de Saint-Martin-de-Sallen. Le synclinal d'Ondefontaine–Mont Pinçon se trouve ainsi en position d'écaillage tectonique.

Le synclinal du Bois de la Ferrière ne présente que son flanc sud, le flanc nord étant recouvert par l'écaillage du synclinal d'Ondefontaine–Mont Pinçon. Le long du contact tectonique, au sommet de la crête du Bois de la Ferrière les ampélites siluriennes ont été conservées. La terminaison périclinale orientale de ce pli se situe sous le Mont Pinçon.

Ce pli chevauche vers le Sud la formation du Pont-de-la-Mousse, mettant en contact anormal les pélites et grès rouges de la formation de Saint-Rémy (K-O1) sur les pélites et grès fins verts (K4).

Les axes des plis sont subhorizontaux ou à léger plongement est. Les plans axiaux sont légèrement déversés vers le Sud. Ces plis apparaissent ainsi en étroite relation avec le chevauchement fréquent des formations briovériennes le long de la bordure nord de la Zone bocaine.

• **Schistosité.** Une schistosité se développe sur toute la bordure septentrionale de la Zone bocaine, sur une largeur de 2 à 3 km. Elle correspond à une schistosité de fracture. Elle s'exprime préférentiellement dans les séries schisteuses cambriennes, pélites et grès verts (K4), et dans les interbanes silteux des formations plus compétentes. Elle affecte notamment la matrice silteuse des conglomérats pourprés (K1C). Les ampélites noires siluriennes, lorsqu'elles ont pu être observées (carrière de Jurques ; feuille Torigni-sur-Vire), sont, elles aussi, intensément schistosées. Ces plans de schistosité s'orientent autour d'une direction moyenne N110° à N120°E et plongent fortement vers le Nord, de 70° à 80°. Dans les niveaux gréseux, plus compétents, la schistosité de fracture est plus frustre.

Cette schistosité de fracture résulte du déversement vers le Sud de toute la bordure septentrionale du synclinal de la Zone bocaine. Cette schistosité apparaît dans les niveaux les plus schisteux soulignée par une légère recristallisation et une orientation des phyllites dont le degré de cristallinité caractérise un métamorphisme de faible intensité de type anchizonal.

• **Fracturation.** De nombreuses diaclases affectent les formations paléozoïques. Elles sont dans ce secteur principalement associées aux failles inverses de la bordure nord de la Zone bocaine. Ce sont des plans à fort pendage, orientés N100° à N120°.

Les accidents majeurs de ce secteur de la Zone bocaine correspondent aux failles inverses de la bordure nord de la Zone bocaine qui amènent le Briovérien à chevaucher en partie les formations paléozoïques et les écaillages qui leur sont associées à l'intérieur des formations paléozoïques (faille du Bois de la Ferrière–Saint-Martin-de-Sallen, faille de la Toutannerie).

Sur la bordure nord de la Zone bocaine, toutes les formations cambriennes, ordoviciennes et siluriennes sont impliquées dans la tectonique chevauchante. Les conglomérats pourprés disparaissent localement sous le Briovérien. 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 mais peuvent présenter des pendages plus forts proches de la verticale. Il semblerait que ces accidents puissent s'enraciner le long d'un même plan de faille qui constituerait le niveau de décollement régional (Butaeye *et al.*, 2001). 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, des synclinaux, à plan axial déversé vers le Sud, sont fréquemment isolés. Les formations pélitiques (ampélites noires du Silurien) constituent les niveaux de décollement préférentiels. Ces sédiments sont alors intensément déformés. La faille du Bois de la Ferrière–Saint-Martin-de-Sallen est jalonnée par des

lambeaux d'ampélites noires dans le versant de la colline du Bois de la Ferrière au cœur du synclinal. Cette faille à jeu inverse, isole le synclinal d'Ondefontaine-Mont Pinçon qui chevauche ainsi les formations ordoviciennes. La faille de la Toutannerie ($x = 377$; $y = 1\ 145,3$) a pu être cartographiée depuis la Tronquey à l'Est ($x = 379$; $y = 1\ 144,5$) jusqu'au Nord de Brémoy à l'Ouest (feuille Torigni-sur-Vire). C'est une faille inverse, à pendage nord d'une cinquantaine de degrés qui met en contact anormal les schistes et grès rouges (K-01) sur les schistes et grès fins verts (K4). Sur le schéma structural (cf. carte), ces grands accidents chevauchants ont été prolongés vers le Nord-Ouest suite aux observations réalisées par D. Butaeye *et al.* (2001) notamment à partir des images MNT. À l'échelle du terrain, le tracé de ces accidents reste approximatif, étant donné le peu de différenciation au sein du Briovérien mais également en raison de l'existence de plusieurs accidents parallèles, et ne doit par conséquent être interprété au niveau de ce schéma que comme étant supposé. La terminaison brutale vers l'Ouest des importantes zones silteuses présentes sur Villers-Bocage et Torigni-sur-Vire, ou gréseuses (b1G ; Torigni-sur-Vire) pourrait toutefois très bien trouver son explication dans le passage de l'un de ces accidents.

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

- les failles de direction N160° à N170°, subverticales, sont localisées autour du Mont Pinçon. Elles montrent, à l'échelle cartographique, des rejets apparents senestres pouvant correspondre à un jeu normal. Elles recoupent toutes les autres structures et paraissent donc être les plus récentes dans ce secteur ;
- les failles de direction N20° à N30°E, subverticales, montrent des jeux normaux, parfois avec une composante décrochante (dextre). Sur la bordure nord de la Zone bocaine, elles décalent le contact entre le Briovérien et les formations paléozoïques ;
- les failles de direction N60°E à N70°E recoupent les plis et les écailles tectoniques. Elles correspondent le plus souvent à des décrochements senestres à composante normale.

Âge de la déformation des synclinaux de May et d'Urville et de la Zone bocaine. Faute de tout dépôt du Paléozoïque supérieur dans les synclinaux, la limite d'érosion post-varisque se situant en effet dans les ampélites siluriennes, l'analyse des déformations varisques ne peut se faire que par référence aux secteurs les plus proches ayant conservé des terrains dévono-carbonifères. Parmi ces secteurs, le plus approprié demeure le Cotentin, où la période de plissement synschisteux se place après la sédimentation des calcaires de Montmartin du Viséen inférieur et moyen (Dupret *et al.*, 1989) et avant le comblement des bassins houillers du

Westphalien supérieur (bassin du Plessis ; Coquel et *al.*, 1970) et du Stéphaniens supérieur (bassin de Littry ; Coquel et *al.*, 1969).

Signalons que la période de compression varisque a été précédée de périodes d'extension, dont celle se situant à la limite dévono-carbonifère. C'est en effet à cette période, qu'outre l'ouverture des bassins carbonifères centro-armoricains (Le Gall et *al.*, 1992), que se rattache une activité magmatique de type distensive, marquée par l'injection de l'important champ filonien doléritique de la Mancellia dont les venues atteignent le territoire de la carte Villers-Bocage (Le Gall, 1999).

Déformation de la couverture sédimentaire post-varisque

La couverture sédimentaire post-varisque est représentée par des terrains du Trias au Tertiaire, principalement par le Jurassique. Elle montre une structure monoclinale faillée, résultant des déformations épirogéniques et des déformations cassantes qui ont façonné la bordure est-armoricaine du bassin de Paris en plusieurs étapes au cours du Secondaire, du Tertiaire, jusqu'au Quaternaire.

De direction globalement N-S quand on l'observe à l'échelle de la carte géologique de France à 1/1 000 000, la bordure est-armoricaine du bassin de Paris apparaît en réalité constituée de tronçons à peu près rectilignes mais de directions différentes. La feuille Villers-Bocage se situe sur le tronçon Bayeux-Sées orienté NW-SE : ce tronçon constitue le revers nord de l'Éperon du Perche (Riout, 1968), grand bombement affecté de nombreuses failles (Dangeard, 1943) empruntant des directions héritées principalement des déformations cadomienne (N60°E) et varisque (N115°E). À cette dernière direction appartient l'axe du Merlerault, reconnu dès 1888 par l'initiateur de la géologie structurale normande, L. Lecornu (1888), comme un faisceau faillé qui dessine une zone surélevée d'une longueur de près de 250 km. L'axe du Merlerault comprend ainsi au niveau du Massif armoricain le tronçon oriental du synclinorium varisque de la Zone bocaine visible dans le quart sud-ouest de la feuille Villers-Bocage. Il se prolonge vers l'Est par un alignement de failles affectant la couverture du bassin de Paris (faille de Senonches entre autres) et une élévation topographique formant ligne de partage des eaux Manche-Atlantique (Seine-Loire) du Merlerault à Pithiviers.

Structure de la couverture mésozoïque : une structure monoclinale faillée

• **Structure monoclinale du Jurassique.** La couverture sédimentaire mésozoïque montre une structure monoclinale, qui s'appuie au Sud sur la

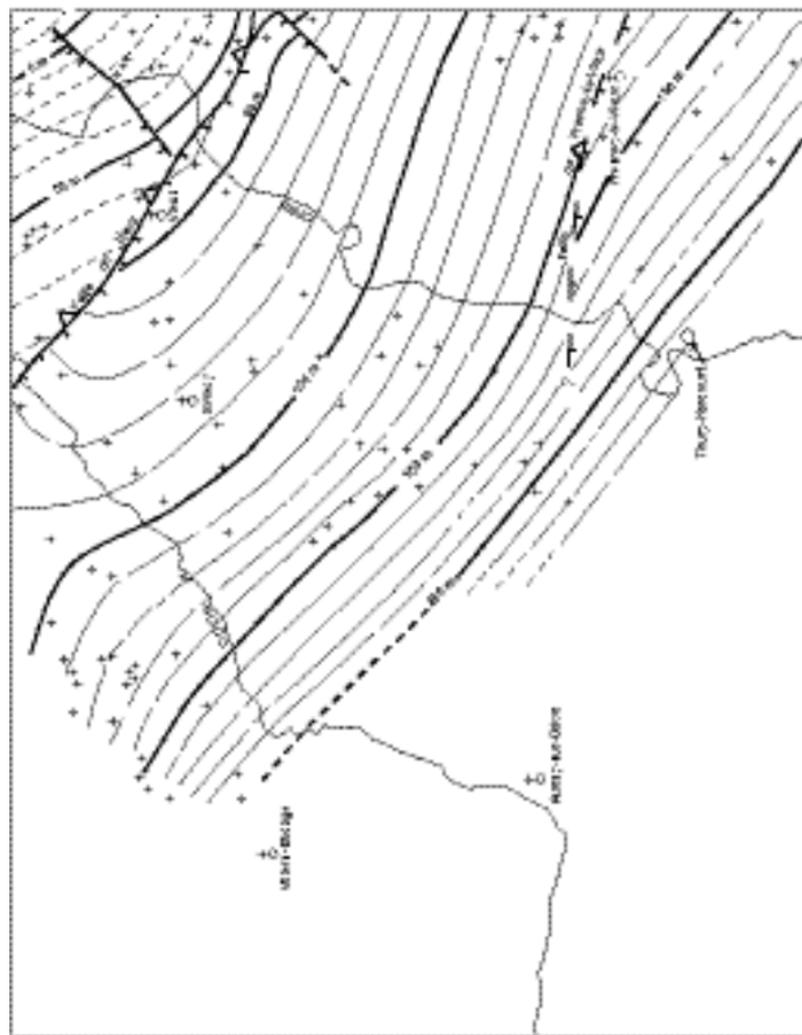


Fig. 21 - Carte d'isohypses de la base du Pliensbachien, établie à partir d'affaissements et des données de sondages disponibles (BSS), et de la trace des principales failles affectant la couverture jurassique (P. Gigot et al., département de Géologie, université de Caen)

Zone bocaine et plonge faiblement vers le Nord-Est. Exprimée par les contours de la carte, la structure peut se représenter par le tracé des cartes d'isohypses de niveaux repères du Jurassique, par exemple la carte d'isohypses de la base du Pliensbachien (fig. 21) dessinée à partir des affleurements et des sondages : cette carte révèle une direction moyenne des couches N125°E et un plongement vers le Nord-Est variant de 1,5 % à 1 % environ du Sud-Ouest au Nord-Est.

La feuille Villers-Bocage apporte, seule, peu d'informations sur l'évolution de cette structure monoclinale, acquise en plusieurs étapes du Jurassique à nos jours. Dès le Jurassique en effet, des déformations épirogéniques en relation avec l'exhaussement du Massif armoricain, en particulier de l'Éperon du Perche (Riout, 1968), et avec l'affaissement du sillon marneux au niveau actuel de la Basse-Seine sont à l'origine de discordances internes et de biseaux sédimentaires observables à l'échelle régionale : la disparition vers le Sud-Est, sous le Pliensbachien, du Calcaire à gryphées sinémurien présent seulement au Nord-Ouest de la feuille, alors qu'il est bien développé sur les feuilles Bayeux (Maurizot et *al.*, 2001) et Carentan (Baize et *al.*, 1997), participe probablement de ces déformations. On peut d'ailleurs se poser la question de l'origine de la discordance cartographique du Pliensbachien sur le Trias fluviatile : ce dernier comble-t-il une paléo-vallée de la surface post-varisque (dépression Falaise-Carentan) ou occupe-t-il une aire de subsidence encore active dans la continuité du fonctionnement du bassin permo-triasique de Carentan ?

• **Déformation néo-crétacée.** Le petit affleurement isolé de Crétacé du Mont Pinçon, reposant directement sur le Paléozoïque de la Zone bocaine, est un témoin de la discordance du Crétacé sur tous les termes allant du socle cadomo-varisque au Jurassique supérieur que l'on observe sur l'ensemble des bordures du bassin de Paris ; cette discordance résulte des déformations épirogéniques néo-crétacées, notamment du soulèvement de l'Éperon du Perche (Dangeard, 1943) à rapprocher des soulèvements analogues du Boulonnais et du Poitou (Bertrand, 1892). On peut rappeler que l'affleurement, encore relativement bien exposé jusqu'aux années 80, montrait alors (communication orale de P. Juignet) quelques mètres d'épaisseur d'une craie blanche partiellement recouverte par des coulées d'ampélites noires solifluées : la préservation de ce lambeau de craie tient donc vraisemblablement à sa position abritée au pied d'une faille post-crétacée que la médiocrité des affleurements n'a pas permis de préciser.

• **Failles et fracturation affectant le Jurassique.** La structure monoclinale du Jurassique est affectée de quelques failles dont la mieux exprimée, la faille de Vieux, possède un rejet vertical atteignant 20 m. Ces failles expriment le rejeu de discontinuités lithologiques du socle cadomo-varisque (anciens plans de failles ou plans de stratification) en réponse aux

contraintes compressives liées à l'orogénèse alpine. Elles présentent principalement deux directions : WNW-ESE et NE-SW. La fracturation tectonique du Jurassique n'a pu être étudiée, sur toute l'étendue de la feuille, qu'en deux sites dans lesquels les tectoglyphes confirment la réponse de la couverture jurassique aux contraintes alpines.

Faille de Vieux, faille de Fresney-le-Vieux, et failles de direction WNW-SSE

– La *faille de Vieux*, qui n'apparaît pas dans l'ancienne édition à 1/80 000, a été reconnue au cours du lever à 1/50 000 de la feuille Villers-Bocage sur une distance de plus de 15 km, de Baron-sur-Odon à Saint-Aignan-de-Cramesnil (feuille Mézidon), avec une direction N120°E, un regard sud et un rejet vertical apparent atteignant une vingtaine de mètres. Dans le contexte régional, la faille de Vieux apparaît très clairement comme un accident compressif (probablement une faille inverse décrochante dextre).

Le tracé de la faille se reconnaît partout grâce à la cartographie du Jurassique en pierres volantes. Les photographies aériennes permettent localement de le préciser. La faille est souvent dédoublée ou flanquée d'accidents satellites. Près de Baron-sur-Odon on observe ainsi deux failles parallèles, elles-mêmes dédoublées, crochonnant et relevant le Jurassique au Nord de 5 m environ. Au niveau de la butte de la Croix des Filandriers, la faille montre un rejet vertical apparent de 8 m environ. Le plan de faille, séparant le Calcaire à spongiaires des Bancs bleus peut être mis à jour, en dépit de la gélifraction superficielle, dans les talus de la D 36 : le contact, un peu altéré sur 3 à 10 cm d'épaisseur, montre une direction N110°E, un plongement de 50° vers le Nord. Cette observation atteste donc d'une composante inverse. La faille, là aussi dédoublée, peut être localisée avec précision dans les talus du chemin vicinal situé à la sortie nord-ouest de Vieux, au Sud du point coté 76, sans qu'on puisse en préciser le pendage. Au niveau de Vieux, le rejet vertical peut être estimé à une vingtaine de mètres, en prenant en compte la structure monoclinale d'ensemble, grâce au décalage vertical du Calcaire à bélemnites à la sortie sud de Vieux (altitude 50 m) et la sortie nord (altitude 67 m) le long de la D 212. Les fouilles du musée archéologique du Bas de Vieux ont permis d'observer la surface de discordance post-varisque (fig. 3) et de constater sa position en contrebas d'un relief de faille au niveau des schistes et calcaires cambriens. Le long de la route joignant Vieux à Bully, près de cette dernière localité, alors que l'on se trouve à la base du Jurassique du compartiment nord de la faille, il est facile de se rendre compte du regard et du rejet vertical en contemplant vers le Sud le plateau jurassique d'Amayé situé en contrebas. La même observation peut se faire depuis le rebord du plateau jurassique de May-sur-Orme, le long de la D 562 juste avant la descente vers la Laize : le panorama vers le Sud montre, décalé vers le bas, le Jurassique de la découverte de la carrière de la Roche Blain supportant les déblais. Le rejet vertical est ici d'une quinzaine de mètres.

Le talus de la D 562 offre un affleurement remarquable : la faille principale, est difficile à localiser avec précision, mais une petite faille satellite de la faille de Vieux est remarquablement bien exposée (fig. 22) : elle emprunte un plan de stratification de la formation des Schistes et calcaires cambriens plongeant de 30° vers le Nord, plus précisément le contact entre le dernier banc massif du Calcaire de Laize et les premières alternances silteuses sus-jacentes ; au-dessus elle fait chevaucher sur elle-même la base du Jurassique selon une faille inverse plongeant plus faiblement, de 15° à 20°, avec un rejet vertical de 0,5 m environ. Aucun tectoglyphe n'a malheureusement pu être observé dans le Jurassique sur le plan de faille ni au voisinage.

Bien que non cartographiée sur la feuille Mézidon à 1/50 000 (Deroin et *al.*, 1999), la faille de Vieux peut être suivie au Sud de Fontenay-le-Marmion jusqu'à Saint-Aignan-de-Cramesnil où elle s'amortit dans une série de crochons d'amplitude métrique affectant les calcaires bathoniens des formations de Bonmesnil et de Ranville (P. Gigot, inédit, observations à partir de survols aériens).

L'âge du jeu de la faille de Vieux ne peut être précisé que par rapport à la formation des argiles à silex présentes sur la butte témoin de la Croix des Filandriers. Plusieurs sondages à la tarière ont permis de constater l'antériorité de la faille par rapport à la formation des argiles à silex : ces dernières, localement épaisses (jusqu'à 13 m), reposent en discordance soit sur les Bancs bleus, voire directement sur le Calcaire à spongiaires du compartiment nord, soit sur la Pierre de Caen du compartiment sud. Dans l'hypothèse généralement admise où la formation des argiles à silex de la région serait essentiellement d'âge fini crétacé-éocène (Quesnel, 1997), le jeu de la faille de Vieux serait à mettre en relation avec les déformations alpines précoces (« phase pyrénéo-provençale » des auteurs).

Par sa localisation au flanc sud du synclinal de May, par l'emprunt systématique des plans de stratification de la formation des Schistes et calcaires cambriens, la faille de Vieux présente une analogie parfaite de configuration avec la faille Ronai-Cordey localisée au flanc sud du synclinal de la Zone bocaine sur la feuille Falaise à 1/50 000 (Gigot et *al.*, 1999). La faille Ronai-Cordey, d'un rejet vertical nettement plus conséquent (atteignant plus de 100 m) montre quant à elle l'expression d'un jeu antérieur et d'un rejeu postérieur à la formation des argiles à silex.

Replacée dans le contexte régional de la fracturation du Jurassique, la faille de Vieux représente probablement, comme la faille Ronai-Cordey, un décrochement inverse dextre.

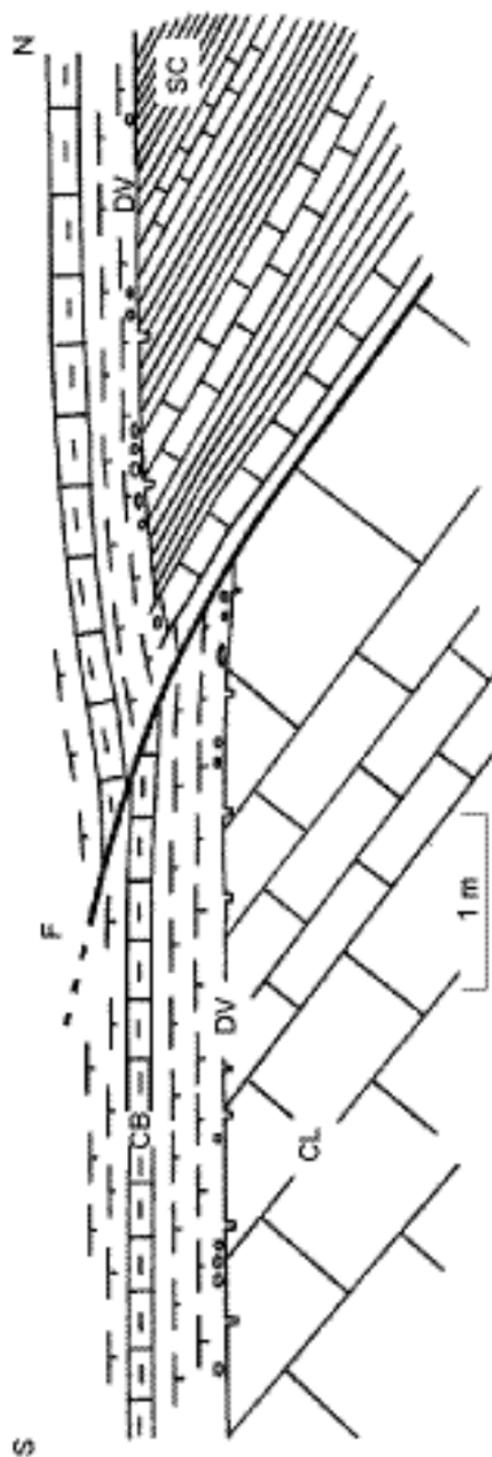


Fig. 22 - Petite faille inverse satellite de la faille de Vieux exposée dans le talus de la D 562 entre May-sur-Orne et Laize-la-Ville.

La faille principale, d'un rejet vertical d'une quinzaine de mètres, se localise à une cinquantaine de mètres au Nord.

(CL : Calcaire de Laize cambrien, massif, affecté de nombreuses fractures vanaques non représentées ; SC : sibiles et petits bancs calcaires cambriens ; DV : disconce vanaque, surface pénétrée et perforée ; CB : Calcaire à bélemnites piensobachien, avec galets épars à la base). La faille emprunte, dans le Cambrien du flanc sud du synclinal de May, un plan de stratification plongeant de 30° vers le Nord constituant une discontinuité mécanique idéalement inclinée pour enregistrer la déformation compressive alpine ; son plongement s'infléchit à 15° dans les calcaires jurassiques (qui enregistrent d'ailleurs une légère déformation antinoriale de compensation).

Le rejet vertical de la faille est de l'ordre de 0,5 m, tandis que le rejet horizontal apparent varie de 0,7 à près de 1,5 m dans le Jurassique, du fait de l'inflexion du plan de faille.

– On a représenté en pointillé sur la carte d'isobathes de la base du Pliensbachien (fig. 21) la *trace probable d'une faille* affectant la couverture jurassique aux environs de *Fresney-le-Vieux*, en limite sud de la forêt de Grimbosq : seule la présence d'une faille à regard sud peut rendre compte de la présence à l'affleurement du Calcaire à spongiaires au Nord-Est de la localité à la cote 184 m alors que le Calcaire de Caen affleure en de multiples points plus au Sud à une cote largement inférieure, de l'ordre de 170 m. Les sondages anciens de reconnaissance du minerai de fer du synclinal d'Urville, en limite de feuille, confirment le relèvement relatif de la couverture jurassique au Nord de cette faille. On observera que la faille de Fresney-le-Vieux se localise au niveau du flanc sud du synclinal d'Urville : elle pourrait donc avoir la même origine que la faille de Vieux au flanc sud du synclinal de May et la faille de Ronai–Cordey au flanc sud du synclinal de la Zone bocaine.

La photographie aérienne, contrôlée par la cartographie en labours, révèle par ailleurs des crochons d'amplitude à peine métrique dans la couverture jurassique au Sud de May-sur-Orne, liés à un rejeu post-jurassique de plans de stratification des Grès de Caumont sous-jacents.

– *Failles de direction NE-SW.* Une petite faille affecte la découverte jurassique de la carrière de la Roche Blain (vallée de la Laize) et peut être suivie en labours sur le plateau jusqu'en limite de feuille. La faille présente une direction N50°E, un plongement fort de 80° vers le Nord, un regard nord et un rejet vertical apparent total de l'ordre de 3 m. Le Jurassique, crochonné sur une largeur de 10 m, plonge localement de 30° le long du plan de faille. La faille emprunte grossièrement la stratification du Briovérien, au sommet d'un faisceau grauwakeux résistant responsable du seul paléorelief post-varisque observable dans le front de taille. L'analyse de la fracturation du Jurassique permet de conclure à un jeu essentiellement décrochant senestre de la faille.

Une faille de quelques mètres de rejet vertical apparent, à regard nord, de direction N40°E a pu être cartographiée au Nord de Saint-Martin-de-Fontenay. Des crochons sont visibles sur les photographies aériennes au niveau des Bancs bleus.

Une petite faille de rejet métrique de direction N50°E a été reconnue sur les photographies aériennes au Nord-Ouest de Bully : elle est clairement liée au rejeu d'un des nombreux décrochements appartenant au système conjugué varisque affectant les formations cambriennes des Schistes et calcaires et des Grès de Caumont.

Fracturation tectonique du Jurassique

Une fracturation tectonique porteuse de tectoglyphes a été observée dans le Jurassique sur deux sites : le premier dans le Jurassique de la découverte

de la carrière de la Roche Blain, le second dans le Jurassique de la découverte de la carrière Guérin, près de Feuguerolles.

Les fractures observables dans le Pliensbachien calcaréo-marneux de la découverte de la carrière de la Roche Blain, au voisinage immédiat de la faille orientée N50°E décrite précédemment, montrent des déplacements dextres (stries plongeant de 10° à 15° vers le Nord) dans la direction N140°E et des déplacements senestres (stries horizontales) dans la direction N50°E, correspondant à une contrainte maximale sub-horizontale orientée N170°E. Ces décrochements sont postérieurs à quelques fentes de tension orientées N70°E remplies de barytine, trop isolées pour être rapportées indubitablement à la distension syn-jurassique évoquée par M. Rioult (1985) dans l'ensemble de l'Éperon du Perche.

Le second site observé concerne les calcaires conglomératiques pliensbachiens de la découverte de la carrière Guérin : plusieurs surfaces subverticales de direction N0°E à N30°E portent des stries sub-horizontales (plongement 0 à 16°) indiquant un coulisage dextre, un décrochement senestre étant observé sur une surface de direction N50°E. On peut associer ces décrochements à une contrainte maximale sub-horizontale de direction environ N30°E. Une petite faille de direction N140°E à plongement nord et à jeu dextre inverse a été également observée. Ces données confirment celles qu'on peut recueillir régionalement, notamment dans les carrières souterraines de Pierre de Caen, qui montrent la prédominance évidente de la fracturation alpine, à caractère décrochant, selon un système de fractures conjuguées lié à une contrainte maximale globalement sub-méridienne.

Morphologie et déformation de la paléo-surface continentale paléogène

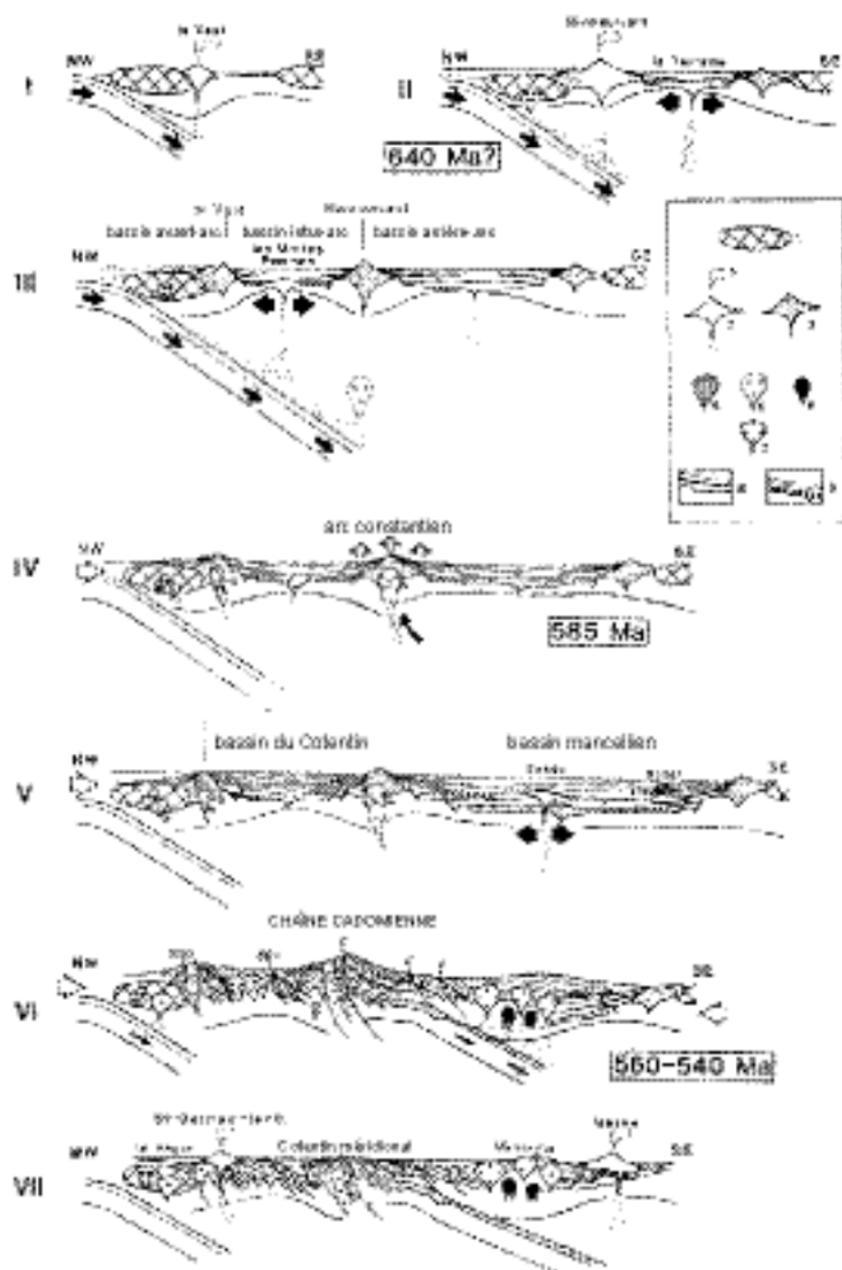
La cartographie régionale récente à 1/50 000 montre que les argiles à silex, formations résiduelles formées essentiellement au Paléogène (Quesnel, 1997), jalonnent une surface d'altération continentale dont la forme actuelle est d'origine d'une part morphologique, d'autre part tectonique. Les irrégularités morphologiques révèlent la présence d'éléments de paléo-cuestas au niveau des formations qui déterminent les grandes cuestas actuelles de la bordure du bassin de Paris : cuesta du Bathonien, cuesta de la Craie. En discordance sur des structures affectant tous les terrains de la couverture mésozoïque jusqu'au Crétacé supérieur inclu, scellant notamment des failles, cette surface est elle-même affectée de nouvelles failles ou, le plus souvent, du rejeu des précédentes : ces déformations, particulièrement bien exprimées sur la feuille voisine Falaise à 1/50 000 se rapportent au cycle orogénique alpin, qu'elles soient précoces et antérieures à la formation des argiles à silex (déformations pyrénéo-

provençales du Crétacé terminal à l'Éocène) ou tardives et postérieures (déformations alpines *s.s.* mio-pliocènes) (Cavelier et Pomerol, 1979).

Les quelques affleurements de silcrètes préservés en superposition aux argiles à silex (Monts-en-Bessin, Vacognes-Neuilly, forêt du Cinglais), constituent trop peu de jalons de la paléo-surface continentale paléogène pour pouvoir en apprécier directement la morphologie. On peut en avoir une image approchée en observant le front de décalcification constituant la base des argiles à silex : image approchée seulement, en raison de la nature même irrégulière d'un front de décalcification, et, en outre, de la difficulté à le positionner cartographiquement avec précision, les argiles étant toujours plus ou moins solifluées sur les versants.

Dans les zones d'affleurement principales des argiles à silex, de Monts-en-Bessin au Nord-Ouest au Cinglais au Sud-Est, le plongement général est de l'ordre de 1 % vers le Nord-Est, légèrement plus faible que celui du Jurassique qui en constitue généralement le substratum, cet écart se traduisant par une discordance cartographique très claire. Ce plongement, d'origine tectonique, est conforme à la tendance générale des surfaces tertiaires à plonger vers le centre du bassin de Paris, subsident pendant tout le Tertiaire.

Le tracé des isohypses du front de décalcification montre un relèvement relatif dans le coin nord-est de la feuille, confirmé par les affleurements observés sur les feuilles à 1/50 000 voisines (Bayeux, Mézidon). Ce relèvement relatif n'est pas imputable directement au jeu de la faille de Vieux puisque cette dernière est antérieure à la formation des argiles à silex ; il est donc lié à la morphologie même de la surface d'altération paléogène et traduit l'existence d'une paléo-cuesta bathonienne, orientée NW-SE sur un axe Cheux (feuille Bayeux)–Vieux–Bretteville-sur-Laize–Saint-Germain-le-Vasson (feuille Mézidon). On n'observe donc pas, sur la feuille Villers-Bocage, l'évidence du jeu (ou rejeu) de failles postérieures à la formation du manteau d'argiles à silex. Il n'existe par ailleurs aucun argument cartographique permettant de préciser le prolongement probable de la grande faille inverse de Ronai–Cordey, élément important de l'axe du Merlerault : cette faille est exprimée et localisée avec précision sur la feuille Falaise, où elle se traduit par un exhaussement de la Zone bocaine, avec un rejet vertical postérieur aux argiles à silex de plusieurs dizaines de mètres ; le décalage vertical de plus de 100 m observable sur la feuille Condé-sur-Noireau entre le placage d'argiles à silex de Bois de Saint-Clair et le témoin de Bourg d'Ouilly incite à envisager le prolongement de la faille au niveau de la feuille Villers-Bocage quelque part au cœur du synclinal de la Zone bocaine.



1 : Penierien ; 2 : volcanisme actif ; 3 : volcanisme inactif ; 4 : granitoïdes pré-cadomien ;
 5 : diorites (a : les Moutins ; b : le Thel ; c : Coutances) ; 6 : gabbros ; 7 : granitoïdes fin-cadomien ;
 8 : Briovérien inférieur à phanères ; 9 : flysch et conglomérats
 du Briovérien supérieur (d : amas sulfuré de Rouez)
 Accidents de Saint-Germain-le-Gallard (SGG) ; de Saint-Germain-sur-Ay (BGA) ; de Coutances (C) ;
 de Granville (G) ; de Vassy (V)

Fig. 23 - Évolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain (d'après Dissler et al., 1988)

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

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 permettent, bien que le dispositif géotectonique initial soit encore hypothétique, d'échafauder un modèle global de l'évolution du tronçon cadomien normand. 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 Le Goff, 1994), s'accordent pour interpréter l'orogénèse cadomienne dans le cadre de l'évolution d'une marge continentale active, située sur le rebord 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 (laves basaltiques à rhyolitiques, pyroclastites), d'affinité de type arc insulaire (Auvray et Maillat, 1977 ; Cabanis et *al.*, 1986) notamment dans le Trégor à l'Ouest (datées à -610 Ma) et dans le Cotentin (volcanites de Montsurvent ; fig. 23).

Ce volcanisme se met en place au sein d'une croûte continentale actuellement 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 phanite 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



Fig. 24 - Reconstitutions des différentes positions paléogéographiques du Massif armoricain au début du Paléozoïque

(Paris et Robardet, 1990)

- A : Crétacé inférieur. B : Dévonien inférieur. C : Dévonien supérieur. Hachures verticales : espaces océaniques ; Blanc : continent ; Croix : principales sutures océaniques. AA : Nord-Gondwana ; AG : anti-atlas ; BOH : Bohême ; C1 : Domaine central ibérique ; HOG : Hoggar ; MC : Massif central ; MNA : domaine médio-nord-armoricain ; N MA : Nord-Magreb ; OM : Ossa Morena ; OU : Chaîne Ougarta ; PY : Pyrénées ; Ar : Antennes ; Br : Brabant ; ENF : Est-Tarnes-Neuves ; POD : Pologne ; WA : Pays de Galles.

tectonique tangentielle majeure, un raccourcissement de la marge active. Cette phase tectonique majeure engendre dans la partie méridionale domnonéenne le métamorphisme des formations volcaniques du Briovérien inférieur (b1) (faciès amphibolite) associé à la mise en place de la tonalite de Coutances d'affinité calco-alkaline. Les déformations attribuées à cette phase sont de type décro-chevauchante sénestre (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 alimentent par la suite, au cours du Briovérien post-phthanitique, la sédimentation détritique dans un vaste bassin d'avant-pays situé au Sud, le bassin mancennien.

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

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.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'OROGENÈSE VARISQUE

La chaîne varisque d'Europe moyenne résulte de la collision entre la Laurussia (Laurasia + Baltica) au Nord et le continent gondwanien au Sud (fig. 24). La marge septentrionale gondwanienne se compose de plusieurs microcontinents (terrane) qui se sont progressivement détachés du Gondwana à partir de l'Ordovicien avant de se regrouper à la fin du Dévonien (Cocks, 2000). Parmi ces microcontinents se trouve le bloc Iberia-Armorica auquel appartient le domaine varisque nord-armoricain. Ce bloc va lui-même se séparer dès l'Ordovicien moyen d'un bloc situé au Nord (Avalonia) par l'ouverture d'un espace océanique : l'océan Rheic s'étendant entre les îles britanniques au Nord et le domaine nord-armoricain au Sud (McKerrow et Ziegler, 1972 ; Cocks et Fortey, 1982 ; Paris et Robardet, 1990).

La période cambrienne était marquée par le jeu en extension des blocs cadomiens favorisant une intense activité volcanique (Le Gall, 1993, 1995) et l'ouverture d'hémigrabens contrôlant la nature des dépôts et leurs lacunes (Le Gall et Maurizot, 1998 ; Gigot et *al.*, 1999). En revanche, de l'Ordovicien au

Dévonien inférieur, la sédimentation paléozoïque du domaine nord-armoricain s'effectue de façon continue sur une vaste plate-forme marine externe stable qui borde la marge méridionale de l'océan Rheic, durant une période de calme tectonique et magmatique, seule troublée par les effets de la glaciation fini-ordovicienne. Au cours de cette période, des événements tectono-métamorphiques précoces, qualifiés d'évo-varisques, se déroulent au Sud de la microplaque Armorica (Bretagne méridionale) en liaison avec la fermeture à la fin du Silurien d'une aire océanique étroite (océan sud-armoricain ou centralien) jalonnant le domaine interne de la chaîne varisque (Matte, 1986).

L'évolution géodynamique varisque du domaine nord-armoricain dans lequel s'inscrit la feuille Villers-Bocage est directement liée à l'histoire de la fermeture de l'océan Rheic. Cette fermeture qui intervient à la fin du Dévonien s'effectuerait par l'intermédiaire d'une subduction à pendage sud sous le bloc armoricain (Behr et *al.*, 1984 ; Holder et Leveridge, 1986 ; Bois et *al.*, 1990), s'accompagnant d'un régime distensif arrière-arc dont les marques existent sous la forme d'un magmatisme tholéiitique depuis le Nord de la Bretagne jusque dans le Nord du Massif central et les Vosges (Faure et *al.*, 1997). C'est dans ce contexte structural instable, illustré par les lacunes du Dévonien moyen et supérieur, que s'exprimerait le magmatisme de la limite dévono-carbonifère de l'Est du Massif armoricain, représenté sur la feuille Villers-Bocage par les filons doléritiques injectés dans le socle cadomien et sa couverture paléozoïque (Le Gall, 1999).

Le stade de collision continentale consécutive à la fermeture totale de l'océan Rheic dont l'une des traces correspond à la cicatrice ophiolitique du Lizard, entraîne, au Carbonifère, la déformation de la couverture varisque et une remobilisation du socle cadomien. Dans le domaine nord-est armoricain, l'enregistrement de ces événements varisques (*sensu stricto*) s'effectue sous la forme de plis syn-schisteux associés à des chevauchements à vergence sud organisés en rampes et paliers à différentes échelles (Butaeye et *al.*, 2001). Sur le territoire de la feuille Villers-Bocage l'expression de cette déformation s'apprécie sur le flanc nord des synclinaux de May et de la Zone bocaine (cf. schéma structural de la feuille Villers-Bocage).

MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE

Géodynamique post-hercynienne et récente

Dans le contexte globalement distensif qui prévaut depuis la fin de l'orogénèse varisque, le Massif armoricain constitue au cours du Mésozoïque une zone épirogénique positive, dont l'Éperon du Perche constitue un des axes permanents (Riout, 1968 ; Dugué et *al.*, 1998), et

dessine une île, au rivage oriental complexe, avec des caps constitués par des synclinaux paléozoïques en reliefs et de larges baies ouvertes dans les formations schisteuses protérozoïques. Cette marge passive est soumise aux transgressions successives en provenance du bassin de Paris. Ce dernier, au contraire, est un domaine dans lequel la sédimentation marine est notamment contrôlée par une zone de subsidence maximale représentée par le « sillon marneux » (Mégny et *al.*, 1980).

L'Éperon du Perche, de direction Est-Ouest, localisé au Sud de la feuille, dans la région du Perche et du Bellinois, est une structure d'orientation varisque qui s'avance en cap dans le Bassin parisien. Le Sillon marneux péri-armoricain (ou sillon marneux de la Loire en Berry-Bourgogne) est quant à lui, un héli-graben, à tendance négative subsidente, se caractérisant par d'épaisses séries terrigènes, durant le Jurassique. Orienté NNW-SSE entre la basse Seine et le Massif central il s'ouvre à l'Ouest sur l'Atlantique Nord par les approches occidentales de la Manche centrale, et communique avec le domaine du rift alpin par le Berry et la Bourgogne (Énay et Mangold, 1980 ; Ziegler, 1982). Il isole ainsi partiellement le bloc armoricain du reste du Bassin anglo-parisien.

La période mésozoïque marque le début de la submersion de vastes surfaces de l'Europe du Nord-Ouest. Les terres émergées se réduisent considérablement. L'établissement d'une plate-forme carbonatée sur la marge armoricaine passive se fera en plusieurs vagues de transgression dont seules celles du Lias, du Bajocien, et enfin du Bathonien, avançant à chaque fois plus loin, ont laissé des traces sur le territoire de la feuille Villers-Bocage. Cette progradation de sédiments carbonatés sur une plate-forme peu profonde s'étend également sur le Poitou, le Berry et la Bourgogne (Énay et Mangold, 1980). L'eustatisme contrôle les dépôts pendant les périodes de stabilité relative alors que l'épirogenèse vient perturber cette évolution.

Au Jurassique supérieur, l'Europe du Nord est soumise à une crise épirogénique majeure qui interrompt la subsidence du bassin. La sédimentation terrigène gagne les abords de la marge armoricaine. La période crétacée qui laisse peu de traces dans la région de Villers-Bocage est caractérisée par une nouvelle phase de transgression.

À la fin du Crétacé les contrecoups de l'orogénèse alpine induisent un changement radical du cadre géodynamique qui entraîne un ralentissement de la subsidence du bassin de Paris puis la continentalisation progressive de ses marges et enfin du bassin lui-même. Commence alors sur les marges une longue suite de phases de façonnements continentales qui modèlent la « surface polygénique prépliocène » (Elhai, 1963) dans laquelle à partir du Quaternaire s'enfoncera progressivement le réseau hydrographique aboutissant aux paysages actuels.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétations et cultures

Ce chapitre présente quelques relations pouvant exister entre le substrat géologique, les sols et le type de végétation. La nature des sols est étroitement dépendante de la nature du substrat géologique. Les sols sont majoritairement développés sur des formations d'altération, plus ou moins déplacées, solifluées, ou sur des apports éoliens de type loess, plus ou moins importants sur cette zone. Leur différenciation est 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).

Sur le territoire couvert par la feuille Villers-Bocage, les sols apparaissent extrêmement variés en raison de la diversité des substrats présents, qu'ils soient silto-grés-argileux avec le Protérozoïque et le Paléozoïque, argilo-carbonatés avec le Mésozoïque ou argilo-sablo-limoneux avec le Cénozoïque.

L'altération des roches du Protérozoïque supérieur (siltites, argilites et grauwackes) conduit à la formation d'argiles ou de limons fins argilo-sableux, à dominante argileuse en contexte silto-argilitique, plus sablonneux dans les zones grés-grauwackeuses.

La présence en surimposition de placages loessiques conduit au niveau de ces limons à un enrichissement de la fraction silteuse (mélange limons-loess).

Les sols sur Briovérien, bruns acides, sont principalement occupés dans les fonds de vallées et les zones à forts dénivelés par des prairies et des pâturages de *ray grass* dans le cadre de l'élevage de bovins (lait et viande à boucherie), ou par un couvert forestier à hêtraies, frênaies, chênaies, noisetiers (vallée de l'Orne). Les zones hautes, de plus en plus vastes et planes en allant vers l'Est (Campagne de Caen) sont essentiellement utilisées pour la culture des céréales (blé, orge, avoine, maïs) et de la betterave.

L'altération des formations pélitiques paléozoïques se marque par la formation de limons fins argilo-sableux, à dominante argileuse notamment au niveau de la Formation de Saint-Rémy. L'altération des formations gréseuses (Montabot, May) donnent des sols bruns acides, maigres, de qualité médiocre, fréquemment sablonneux, graveleux et caillouteux, souvent gorgés d'eau (mauvaise infiltration en fonction des altérites sous-jacentes, et zones en relief à forte pluviosité). Les sols sur les grès de Montabot (O2), les grès de May (O4-5) et les conglomérats (K1C) sont essentiellement occupés par les massifs

forestiers (bois de la Ferrière, de Buron, du Roi, de la Motte) composés de chênaies-hêtraies acidophiles à fougère grand-aigle, de landes à bruyère-genêts-ajoncs (Mont Pinçon), en partie remplacées par des plantations de résineux (épicéa, pin Douglas, pin sylvestre), notamment au Sud d'Aunay-sur-Odon. Ces plantations de résineux ont été les plus touchées et en grande partie décimées lors de la tempête de décembre 1999 (bois de Buron, bois de la Ferrière).

Le restant des formations paléozoïques est recouvert par des prairies à *ray grass*, des pâturages notamment dans les zones à relief contrasté, et des cultures sur les zones plus planes remembrées ou à placages limoneux développés.

Au niveau du Mésozoïque, les sols présents sont étroitement liés à l'abondance des carbonates et sont essentiellement représentés par des sols calcaires bruns et des rendzines. Les sols argileux sur les argiles à silex jurassiques ou les argiles à galets triasiques sont hydromorphes, occupés par des cultures diverses (colza, maïs, blé, betterave) ou des prairies, tel qu'au niveau de la Caine, la Bijude, Trois Monts, Vacognes-Neuilly, Sainte-Honorine-du-Fay, ou par des bois (bois de Cinglais à l'Est) à chênaies-hêtraies-résineux. Ces terrains font l'objet de fréquents drainages.

Au Nord d'une ligne Sainte-Honorine-du-Fay-Evrecy, le substrat est composé de calcaires jurassiques, recouverts partiellement de lœss (Evrecy, Esquay-Notre-Dame) ou de placages alluviaux (Laize-la-Ville, Clinchamps-sur-Orne). Les sols y sont bruns calcaires à calciques. Les sols sur lœss sont brun jaunâtre à bruns plus ou moins lessivés, homogènes et faciles à travailler. Ces terrains, très favorables pour la culture en raison de la nature des sols présents, ont été en grande partie remembrés, drainés, au cours des 30 dernières années, laissant la place, dans ce secteur comme sur tout le reste de la Plaine de Caen, à de grandes étendues cultivées (blé, colza, betteraves, maïs).

Les sols brunifiés humifères sont fréquents sur les colluvions fines des bas versants et sur une bonne partie des alluvions holocènes. En domaine alluvial, les sols sont bruns et argilo-sableux, en majeure partie occupés par des herbages.

Géographie humaine

La région de Villers-Bocage se situe dans la zone de transition entre ce que l'on appelle traditionnellement à l'Ouest « le Bocage normand » et la Plaine ou Campagne de Caen à l'Est. Le Bocage normand se limite de façon grossière ici aux terrains protérozoïques et paléozoïques et est (ou tout du moins était) caractérisé par l'abondance de parcelles bordées de haies,

destinées essentiellement à l'élevage bovin. De nos jours, suite à un intense remembrement effectué depuis quelques dizaines d'années, les haies ont disparu, les terrains ont été pour bon nombre d'entre eux drainés, et les champs parcellaires ont laissé la place à de grandes étendues plus adaptées au matériel agricole actuel et à la culture intensive. Les herbages et pâturages ont été en partie remplacés par des champs de céréales, d'oléagineux, de betteraves, de pois, etc. Ces profondes modifications ont conduit à favoriser l'érosion des sols, l'appauvrissement des nappes superficielles par les drainages intensifs et l'insuffisance d'infiltration des eaux de pluies (absence de retenues liées à l'absence de haies ou de fossés non curés) et ont également profondément modifié le régime des vents d'Ouest (suppression des haies). Ceci se traduit actuellement lors de précipitations abondantes par des arrivées d'eau importantes et brutales directement dans les cours d'eau et, lors de forts coups de vent, par des envolées de tuiles, ardoises, toitures et chutes d'arbres (par suppression des obstacles).

L'urbanisation a également joué un rôle important dans les dernières inondations de décembre 1999 à avril-mai 2001 en favorisant notamment l'extension des zones dites « bétonnées » accélérant le ruissellement et en canalisant les cours d'eau. L'implantation de lotissements, d'usines, etc. dans des zones cartographiées comme étant inondables fait également partie des aberrations rencontrées. Des programmes de remise en place de haies sont actuellement en cours dans certains secteurs. Toutefois, à la vue des plantations réalisées (plants de 30 à 50 cm), le retour aux haies du siècle dernier est loin d'être réalisé.

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 de May sur le Paléozoïque, de calcaires sur le Jurassique, plus localement d'argiles en colombage au niveau des argiles à silex et des limons.

L'économie est principalement rurale et repose à l'Ouest en grande partie sur l'élevage (lait et viande à boucherie) et à l'Est sur les grandes exploitations céréalières (blé, colza, maïs, betteraves). Cette région se caractérise également par la présence de haras, en liaison avec une activité équestre sans cesse croissante, et par le développement localement de pépinières.

L'exploitation forestière y est également importante, privée ou gérée par l'ONF (forêts de Campandré-Valcongrain, de Grimbosq) en particulier au niveau du Synclinal bocain, de la forêt de Cinglais et de la forêt de Grimbosq.

Cette région fut le siège jusqu'au début du siècle précédent d'une intense activité minière ayant pour objet l'extraction de minerai de fer dans les niveaux ordoviciens. Ces exploitations industrielles, en galeries, étaient

essentiellement concentrées ici sur May-sur-Orne et faisaient partie de la concession des mines de May-sur-Orne et Saint-André-sur-Orne. D'autres indices furent explorés (tranchées, puits) et « exploités » de façon artisanale dans le Synclinal bocain, au sein de la Formation d'Urville (bois du Goulet, de la Ferrière, et autour du Mont Pinçon). Ce niveau se situe dans le prolongement de celui exploité sur Jurques à l'Ouest (feuille Torigni-sur-Vire) et ayant fourni pas loin de 130 000 t de minerai de fer.

Plusieurs carrières ont été ouvertes au siècle dernier notamment dans les grès du Briovérien (carrière de la Roche Blain près de Laize-la-Ville), les grès paléozoïques (carrières d'Etavaux au Nord de Saint-André-sur-Orne, de Maltot sur la rive opposée, de Baron-sur-Odon, du Mont Pinçon, de la Ferrière-Duval sur la D 165), dans le Trias (carrière de Vacognes-Neuilly près de la ferme Ajon sur la D 8) et dans les calcaires jurassiques (carrières de Neuilly-le-Malherbe, de Maizet, de Coumeron, d'Acqueville au lieu-dit les Fours à Chaux sur la D 23). Actuellement seules les trois grandes carrières de la Roche Blain (b2), d'Etavaux (k3C) et de Baron-sur-Odon (k3C) sont encore en activité. La grande carrière de Maltot est actuellement en cours de remblaiement.

Le développement touristique de cette région est important notamment avec le développement d'un tourisme vert proposant de grands circuits de randonnées tels que les GR 36 et GR 221a le long de la vallée de l'Orne et dans le Synclinal bocain (tour de la Suisse normande) permettant d'observer non seulement de beaux paysages mais également quelques beaux châteaux (Thury-Harcourt).

Cette zone n'est enfin située qu'à seulement quelques kilomètres de Caen.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Ce paragraphe a été réalisé à partir des différentes informations recueillies à une échelle sortant du cadre de l'étude, d'ordre régional.

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. Elles ont pour objet principal de présenter aux utilisateurs potentiels (travaux publics, aménagement du territoire, lotissements, etc.) quelques particularités que peuvent présenter les différentes formations présentes sur ce secteur. La carte qui accompagne ce document donne un aperçu aussi proche que possible du terrain et des différentes formations présentes sur cette zone. Comme toutes les cartes géologiques classiques, ce document privilégie les formations du substrat au détriment des formations superficielles. Son examen par un utilisateur dans un but d'aménagement nécessite donc une interprétation. Il

doit être considéré non pas comme une étude détaillée ponctuelle des conditions géologiques mécaniques mais comme un document de base à la préparation de tout chantier de génie civil. La qualité géotechnique des formations est dépendante à la fois de leur composition initiale physico-chimique et de leur état d'altération. Parmi ces formations il conviendra de porter une attention toute particulière aux formations de nature argileuse plastique que sont les schistes briovériens, les niveaux d'argilites du Trias, les niveaux d'argiles liasiques (Marnes à *Haugia* et des Argiles à poissons) et les Argiles à silex.

Pour les terrains briovériens, les terrassements peu profonds peuvent dans leur majorité 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 (grès et grauwackes) l'utilisation de puissants engins de déroctage voire même d'explosifs peut s'avérer nécessaire. Les terrains gréseux présentent, en dehors des zones altérées, une portance relativement correcte.

Les niveaux silto-argilitiques, fréquemment altérés sur plusieurs mètres et argilisés, présentent par contre des caractéristiques mécaniques (portance et tenue) très médiocres, en particulier en conditions hydromorphes dans les zones de replat et les dépressions topographiques. Les fermes et bâtiments anciens construits en domaine briovérien ont été en majorité construits sur les formations gréseuses, fréquemment à même la roche.

Au niveau de la recherche de granulats, les grès et grauwackes massifs constituent à l'état sain un excellent matériau, relativement dur et résistant, notamment exploité dans la carrière de la Roche Blain (près de Laize-la-Ville). Les siltites même saines sont par contre inexploitable, se délitant et se désagrégeant très facilement. Elles n'ont été que très localement exploitées (Caumont-l'Éventé) pour leur qualité ardoisière (très moyenne) (construction de murets et couverture de toitures).

La qualité des grès du Briovérien post-phtanitique (b2) peut cependant s'avérer être légèrement inférieure à celle des grès du Briovérien phtanitique (b1), en raison de la nature un peu plus phylliteuse du ciment des grès (b2).

Les terrains paléozoïques présentent de par leur diversité des caractéristiques géotechniques très différentes.

Les formations silteuses, argilitiques et ampélitiques sont en général très altérées et donnent des sols argilo-silteux de portance très médiocre, susceptibles de solifluer dans les secteurs à forte pente et sujets lors de l'alternance de périodes sèches et humides à des phénomènes de gonflement

et de retrait. Leur tenue lors de travaux notamment routiers s'avèrent généralement très instable, marquée par de fréquentes loupes de glissement de terrain. La nature plastique plus ou moins prononcée des ampélites siluriennes et pélites rouges de la formation de Saint-Rémy confère également à ces terrains un caractère fluant assez prononcé. Les grès paléozoïques (grès de Montabot, de May, de Caumont), très souvent présents à l'affleurement à l'état massif peuvent également apparaître altérés sur plusieurs mètres, passant d'un état massif à un état désagrégé sablo-argileux à blocs disséminés. En dehors de ces zones d'altération, les travaux réalisés dans ces contextes gréseux pourront nécessiter l'utilisation de puissants engins de déroctage et l'emploi d'explosifs. Les engins seront d'autre part soumis à un degré d'usure important et rapide, lié à la nature siliceuse et la granulométrie de ces roches. De façon générale, la portance de ces niveaux gréseux est, en dehors des zones altérées et faillées, bonne et stable.

Des essais mécaniques réalisés sur les Grès paléozoïques de la feuille Mézidon (Derouin et *al.*, 1999) ont montré que le Grès armoricain (équivalent des Grès de Montabot) présentent des caractéristiques géotechniques bonnes à très bonnes, alors que les Grès de May constituent un matériau assez peu résistant à l'usure.

Les terrains triasiques présentent de par leur hétérogénéité des caractéristiques géomécaniques très médiocres. Ils sont en effet constitués d'une succession de niveaux plus ou moins lenticulaires, très discontinus, et irréguliers en épaisseur, argileux avec ou sans galets, sableux, et à cailloutis, à cohésion limitée, susceptibles de donner lieu à des poinçonnements et à des tassements différentiels. Ces horizons plus ou moins hydromorphes sont souvent fortement remaniés dans les processus de solifluxion.

Les caractéristiques mécaniques des calcaires jurassiques sont variables, fonction de leur nature lithologique (nature et répartition des constituants, puissance et homogénéité des bancs, taux d'humidité, porosité, etc.), du degré de fracturation les affectant et de leur degré d'altération. Leur résistance mécanique, bonne dans les parties saines, est par contre très moyenne dans les zones altérées. Ces calcaires apparaissent de façon caractéristique sous les effets des phénomènes de cryoturbation, disloqués sur quelques dizaines de centimètres et à débit en plaquettes.

Les calcaires altérés à matrice argileuse tels que le calcaire de la « Malière », le Calcaire à spongiaires ou le Calcaire de Caen présentent une valeur de l'indice portant (CBR) élevée lorsque le taux d'humidité (TE) avoisine 12 %. Cet indice CBR chute par contre fortement à partir d'un taux d'humidité atteignant 16 %. Les limites d'Atterberg sur fraction fine classent le sol dans la catégorie 2. Ce sol passe dans la catégorie E1/C1 lorsqu'il y a présence de blocs calcaires et est en général réutilisé en remblai (étude du

CETE réalisée en 1991 dans le secteur de Potigny-feuille Mézidon, Derouin et *al.*, 1999).

Les calcaires massifs ou en plaquettes tel que le Calcaire de Caen ont de très bonnes qualités de portance (peu de fines) et tendent vers une classification E1/D3. Ils peuvent être réutilisés dans la mesure du possible dans la partie supérieure des remblais (CETE, 1991). Ces calcaires peuvent être extraits à l'aide d'une pelle hydraulique ou d'un engin muni d'un ripeur.

Dans les secteurs proches de la nappe phréatique, ces calcaires peuvent également être soumis à d'importants phénomènes de dissolution, induits par la circulation des eaux superficielles, entraînant la formation de cavités karstiques plus ou moins importantes, et pouvant conduire en surface à la formation de petites dépressions subcirculaires (dolines, affaissements de terrains, entonnoirs). Ces circulations d'eaux au travers de ces roches peuvent être amplifiées par la présence de fractures et de diaclases.

Il sera par conséquent nécessaire avant tout projet de construction d'opérer une reconnaissance systématique du sous-sol jurassique afin d'éliminer les problèmes pouvant être non seulement causés par des cavités souterraines mais également par la présence éventuelle d'anciennes galeries et chambres d'extraction en particulier aux abords de Caen. Des précautions devront également être prises au niveau des argiles liasiques extrêmement plastiques (marnes à *Haugia* et argiles à poissons, épaisses de 1 à 3 m).

Les argiles à silex (RS). L'altération des différents calcaires produit d'une part un résidu argileux et d'autre part une karstification. Dans toute cette région normande, l'altération des calcaires est un phénomène très ancien qui a pu débiter dès le Crétacé inférieur. La plupart des plateaux calcaires visibles actuellement, correspondent à d'anciennes surfaces d'altération et sont profondément affectés par ces phénomènes. L'argile d'altération a une épaisseur moyenne de 2 à 5 m. Cependant, la nature karstique de l'altération, qui produit des poches séparées par des cloisons et des pinacles, implique des variations rapides d'épaisseur. Pour la plupart, ces karsts anciens sont obturés par les produits argileux résiduels, et/ou comblés par des formations de couvertures soutirées. Ce phénomène pose des problèmes de tassements différentiels par effet de gonflement et de retrait lors d'alternance de périodes sèches et humides (fondations hétérogènes de portances inégales). Par ailleurs, les masses très anciennes d'argiles à silex ont tendance à fluer en zone de bordure de plateau ; il conviendra donc de chercher des enracinements profonds dans les zones de pentes et les versants tapissés d'argiles à silex.

De façon générale, les formations d'altération et de solifluxion ont de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes.

Les lœss ou limons se comportent comme des sables fins et ont tendance à se transformer en boue au contact de l'eau. Les limons sont de faible résistance, faciles à décaper avec des engins à lame, mais sujets à des tassements importants et sans aucune tenue à l'état hydromorphe. Peu plastiques, les lœss sont facilement érodés, et à teneur en eau très variable en fonction de la saison (9 à 30 %). Leur indice portant CBR est assez élevé, de l'ordre de 15 pour un TE de 9,7 %. Au-delà de 20 % d'humidité, le sol est considéré à l'état humide. Ces sols lœssiques sont de catégorie A1 (classification RTR) d'après les limites d'Atterberg. Les lœss argileux sont classés en catégorie A2 ou A2-A3 avec un indice de consistance variant entre 1,2 et 1,4 et un indice portant (CBR) atteignant 13 (TE de 23 %). Les lœss peu plastiques (A1h) ne sont réutilisables en remblai qu'après un traitement à la chaux, alors que les lœss argileux (A2m) sont utilisables en remblai tels quels (étude du CETE de 1991 sur le secteur de Potigny).

Sur les versants, la répartition des produits d'altération obéit à une certaine logique qui se traduit dans la morphologie. Les flancs exposés au Sud ou à l'Ouest sont toujours plus abrupts, présentent un bon nombre d'affleurements tapissés par des grèzes et des éboulis caillouteux. À l'opposé, les flancs exposés à l'Est et au Nord sont généralement plus empâtés, de morphologie plus molle, de pente plus douce et à produits d'altération argileux plus abondants.

Il convient de rappeler ici que ces formations d'altération peuvent être masquées sous des formations plus récentes telles que les différents niveaux d'alluvions (RF, Fv, Fw, Fx, Fy, Fz) et les lœss (Ey).

La plupart des vallées sont remblayées par des alluvions limoneuses ou limono-sableuses de mauvaise qualité géotechnique. 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. Les alluvions holocènes limono-argileuses sont en général saturées en eau et présentent des caractères de portance et de tenue très médiocres.

En résumé, il apparaît plus que nécessaire si l'on veut réellement éviter les risques de glissements, de tassements, d'effondrements de terrain de prendre sérieusement en considération la nature du sous-sol via une étude détaillée. Bien que cela puisse entraîner au niveau de la construction de lotissements, de bâtiments divers, de routes etc. un surcoût financier, cela pourrait permettre d'éviter bien des problèmes.

RISQUES NATURELS

Les principales catastrophes naturelles qui ont affecté la région de Villers-Bocage resteront sans aucun doute celles dues à la tempête de

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
1837	Tilly-la-Campagne, Bourguébus, Soliers	?
1847	Fécamp	VI
1848	Embouchure de la Seine	VI
1853	Îles anglo-normandes et golfe normano-breton	VI-VII
1877	Golfe normano-breton	V
1880	Saint-Pierre-sur-Dives	?
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	Flers de l'Orne	V
Date	Lieu	Magnitude sur échelle de Richter
1994	Calvados	4,1
1996	Baie du Mont-Saint-Michel	3,6

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

décembre 1999 ayant endommagé un bon nombre d'habitations, mais également décimé une bonne partie des massifs forestiers et vergers de la région, ainsi que les inondations répétées depuis quelques années (1995, 1999, 2000, 2001), principalement au niveau du cours de l'Orne. Des travaux entrepris par le Syndicat de défense contre les crues, avec remblaiement, curage, mise en place de vannes et endiguement, ont néanmoins permis de limiter l'ampleur du phénomène. Un atlas des zones inondables a été réalisé en 1996 par la DIREN. Si ces catastrophes sont liées à des phénomènes exceptionnels, il n'en demeure pas moins évident que les profondes modifications engendrées dans le paysage tant par l'urbanisation que par le remembrement ont eu également une part non négligeable sur les effets de ces phénomènes destructeurs.

En dehors des mouvements de terrain liés aux phénomènes climatiques (saturation en eau), où aux cavités naturelles (karsts), les principaux mouvements pouvant se produire sur cette région résultent de l'activité humaine, en particulier au niveau des zones situées à l'aplomb des anciennes exploitations souterraines en puits galeries ou chambres ayant servi à l'extraction du fer dans la région de May-sur-Orne (comme par exemple l'éboulement survenu à Bully) ou des calcaires au voisinage de Caen. Il sera par conséquent fortement conseillé de consulter avant tous travaux la cartographie détaillée des carrières souterraines réalisée par certains services municipaux ainsi que les archives minières locales (si elles existent).

Au point de vue sismique, 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. Le séisme du 30 décembre 1775, évalué à 7 degrés sur l'échelle de MSK (qui en compte 12) a provoqué la destruction d'une vingtaine de maisons sur Caen et des dégâts importants à l'abbatiale de Barbéry. Il est à l'origine du classement des cantons de Bourguébus, Bretteville-sur-Laize et Caen en zone Ia (la France est divisée en 5 zones : 0, Ia, Ib, II, et III), impliquant notamment des normes de construction plus sévères pour les bâtiments d'habitation. Un autre séisme important a eu lieu le 11 octobre 1837, se marquant au niveau de Tilly-la-Campagne, Bourguébus et Soliers par une violente secousse et une forte détonation. Le secteur de Saint-Pierre-sur-Dives fût également ébranlé le 29 mai 1880. Plus récemment, une secousse fut enregistrée le 30 novembre 1994 dans le département du Calvados, sans dommage apparent. Le dernier séisme recensé dans la région, de magnitude 3,6 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 l'axe de la faille de Granville.

RESSOURCES EN EAU

Climatologie

La région couverte par la carte Villers-Bocage est soumise à un climat de type océanique humide et tempéré. Les températures annuelles moyennes sont voisines de 10° C. Les précipitations annuelles varient assez nettement selon un gradient SW-NE, de plus de 1 000 mm à Saint-Georges-d'Aunay à moins de 750 mm à Fontenay-le-Marmion. Les mois les plus arrosés sont la fin d'automne et le début d'hiver, période de reconstitution des réserves. Les mois les plus secs sont avril et les mois d'été.

L'évapotranspiration potentielle est voisine de 600 mm ce qui engendre une lame d'eau disponible à l'infiltration ou au ruissellement de 400 à 150 mm.

Hydrologie

La feuille Villers-Bocage est occupée au 4/5 par le bassin de l'Orne et ses sous-bassins principaux (Odon, Druance, Laize) et pour le cinquième restant par le bassin de la Seulles.

Le tracé général de ces cours d'eau est guidé structurellement vers la direction N20. Quelques données synthétiques sont indiquées dans le tableau 7 (source DIREN Basse-Normandie).

Bassin versant	Station	Débit moyen annuel	Mini	Maxi	Étiage 5 ans	Crue 10 ans
Orne	Thury-Harcourt	18,84	4,41	39,99	1,6	320
Odon	Épinal/Odon	0,9	0,18	1,72	0,055	16,4
Druance	Saint-Germain-du-Crioult	1,97	0,30	4,46	0,12	38
Seulles	Anctoville	0,66	0,13	1,28	0,02	9,8

Tabl. 7 - Mesures des débits caractéristiques en m³/s (source DIREN BN)

L'Orne assure une partie de l'alimentation en eau de l'agglomération caennaise à partir d'une prise située à Louvigny (indice BSS n° 119-8-300) et d'une usine de traitement d'une capacité de 30 000 m³/j.

Hydrogéologie

L'hydrogéologie de la carte Villers-Bocage se décline selon trois grandes entités :

Briovérien (b2)

Situé en position centrale, il contient des aquifères limités, peu productifs, développés à la faveur de la fracturation et dépendant de la nature lithologique de la série. Les ouvrages productifs y sont ainsi retrouvés au droit des séries à dominante gréseuse où la fracturation sera plus apte à accueillir des circulations aquifères. La productivité moyenne par ouvrage est faible à moyenne (de quelques litres/h à 20 m³/h maximum). Cette productivité est extrêmement variable dans le temps et dépendante de la recharge inter-annuelle, l'emmagasinement étant très faible. Certains ouvrages situés à proximité immédiate du contact des terrains sédimentaires au Nord (Trias ou Jurassique) peuvent bénéficier d'une alimentation exceptionnelle et révéler un débit plus important.

La qualité de l'eau « briovérienne » est variable selon qu'elle provient :

- des circulations d'eau situées dans la partie altérée des schistes proches de la surface, fortement dépendantes des pollutions diffuses (nitrates, phytosanitaires, microbiologie). Ces circulations donnent naissance à de nombreuses sources, parfois captées (Evrecy 1, Espins, Saint-Laurent-de-Condé, Cesny-Bois-Halbout) mais aujourd'hui contaminées par les nitrates et les produits phytosanitaires. Ces points d'eau de faible productivité, ont été ou seront abandonnés pour l'usage eau potable (tabl. 8) ;
- des circulations profondes à la faveur des zones fracturées. La qualité est alors principalement affectée par une teneur en fer et parfois en manganèse nécessitant un traitement avant la distribution (Saint-Germain-d'Ectot). On notera que les produits phytosanitaires peuvent apparaître y compris dans ces circulations, indépendamment des nitrates.

Pour toutes ces raisons le Briovérien ne peut constituer un aquifère stratégiquement indispensable pour l'usage eau potable.

Cambrien

Les Schistes et calcaires du Cambrien (k2), qui jalonnent la bordure nord du synclinal de la Zone bocaine renferment des circulations aquifères pouvant se révéler abondantes.

Elles peuvent donner naissance à des sources de débordement (Hamars, Saint-Martin-de-Sallen) et sont captées par des forages de Saint-Georges-d'Aunay à Saint-Martin-de-Sallen (tabl. 8).

La productivité des ouvrages est moyenne à forte (de 20 à 100 m³/h). Les circulations aquifères montrent des indices de dissolution des calcaires accompagnant la fracturation. La position structurale subverticale de la série crée ainsi un réservoir pouvant être de capacité importante.

Aquifère	Identification point d'eau		Code BSS	Usage	Maître d'ouvrage	Débit disponible	Remarques et qualité
	Commune	Appellation					
Briovérien	Saint-Germain-d'Ectot	Ectot	145-1-21	AEP	Syndicat de Longraye	400 m ³ /j	Excès de fer
Briovérien	Saint-Germain-d'Ectot	Station de pompage	145-1-22	AEP	Syndicat de Longraye	600 m ³ /j	Excès de fer
Briovérien	Villers-Bocage	Station de pompage	145-1-15	AEP	Commune de Villers-Bocage	150 m ³ /j	Abandonné (environnement)
Briovérien	Sainte-Honorine-du-Fay	Flagy	145-3-43	AEP	Syndicat d'Evrecy	100 m ³ /j	
Briovérien	Evrecy	La Prébende 1	145-3-44	AEP	Syndicat d'Evrecy	150 m ³ /j	
Briovérien	Evrecy	La Prébende 2	045-3-58	AEP	Syndicat d'Evrecy	300 m ³ /j	
Briovérien	Saint-Georges-d'Aunay	L'Abbaye	145-5-23	AEP	Commune d'Aunay-sur-Odon	200 m ³ /j	
Briovérien	Espins	La Bourdonnière Sud	145-8-28	AEP	Commune de Thury-Harcourt	500 m ³ /j	Excès de NO ₃
Briovérien	Espins	La Bourdonnière Nord	145-8-29	AEP	Commune de Thury-Harcourt		
Briovérien	Saint-Laurent-de-Condé	Le Cul d'Oison	145-8-5	AEP	Syndicat de la Laize	300 m ³ /j	Abandonné (excès de NO ₃)
Cambrien	Saint-Martin-de-Sallen	Fontaine Bouillante	145-7-15	AEP	Conseil Général du Calvados	2 000 m ³ /j	
Cambrien	Hamars	Cabourg	145-6-2	AEP	Syndicat de la vallée d'Hamars	200 m ³ /j	
Cambrien	Hamars	Cabourg	145-6-3	AEP	Syndicat de la vallée d'Hamars	300 m ³ /j	
Cambrien	Hamars	La Cour	145-6-18	AEP	Syndicat de la vallée d'Hamars	1 000 m ³ /j	
Cambrien	Aunay-sur-Odon	Petit Pied du Bois F2	145-5-26	AEP	Commune d'Aunay-sur-Odon	600 m ³ /j	
Cambrien	Aunay-sur-Odon	Les Bouillons	145-6-15	AEP	Commune d'Aunay-sur-Odon	700 m ³ /j	
Cambrien	Aunay-sur-Odon	La Butte Valsou	145-5-30	AEP	Commune d'Aunay-sur-Odon	600 m ³ /j	
Cambrien	Saint-Georges-d'Aunay	La Mare aux Corbeaux	145-5-29	AEP	Syndicat du Pré Bocage	250 m ³ /j	
Trias	Monts-en-Bessin	Chemin de Sallen	145-2-3	AEP	Syndicat du Pré Bocage	350 m ³ /j	Mélange avec des niveaux jurassiques supérieurs et briovériens inférieurs
Trias	Noyers-Bocage	Belle Jambe	145-2-18	AEP	Syndicat du Val d'Odon	250 m ³ /j	
Trias	Evrecy	Les Longues Acres	145-3-56	AEP	Syndicat d'Evrecy	250 m ³ /j	Mélange avec des niveaux jurassiques supérieurs et briovériens inférieurs Excès de NO ₃
Jurassique	Amaye-sur-Orne	Les Douets	145-4-93	AEP	Syndicat d'Evrecy	100 m ³ /j	Excès de NO ₃
Jurassique	Fontaine-Etoupefour		145-4-70	AEP	Syndicat de Louvigny	800 m ³ /j	Abandonné (excès de NO ₃)
Jurassique	Fontaine-Etoupefour		145-4-71	AEP	Syndicat de Louvigny		Abandonné (excès de NO ₃)

Tabl. 8 - Liste des principaux ouvrages réalisés dans le Briovérien, le Cambrien, le Trias et le Jurassique

Sur la bordure sud du synclinal, un site de production à 3 500 m³/j a été ainsi identifié à Périgny (feuille Condé-sur-Noireau). Sur la feuille Villers-Bocage, on notera le site remarquable de la Fontaine Bouillante à Saint-Martin-de-Sallen, d'une productivité supérieure à 2 000 m³/j, qui sécurise les régions de Villers-Bocage, de Thury-Harcourt et d'Evrecy.

La qualité des eaux du Cambrien montre un faciès bicarbonaté calcique, assez minéralisé et légèrement agressif.

L'absence de protection de surface rend cet aquifère vulnérable aux pollutions et sensibles aux pollutions diffuses. Les environnements relativement préservés des versants nord et sud de la Zone bocaine (bois et fortes pentes) garantissent cependant une assez bonne qualité pour cette ressource.

Cet aquifère est d'intérêt majeur pour l'usage eau potable dans ce secteur.

Aquifères sédimentaires secondaires

• **Trias** (t6). Cet aquifère est présent au Nord et au centre de la feuille Villers-Bocage, en rive gauche de l'Orne. Les circulations aquifères sont principalement localisées dans les chenaux sablo-graveleux. Le faciès argileux prédomine cependant, limitant la productivité du Trias dans ce secteur. On ne trouve pas de niveaux de galets et gros graviers présents plus à l'Est (feuilles Balleroy et Carentan) mais plus souvent des sables fins à grossiers souvent emballés dans une matrice argileuse.

La réalisation d'ouvrage dans cet aquifère est délicate, le risque de colmatage étant important et le développement des ouvrages chimique et mécanique est indispensable pour obtenir un débit d'exploitation intéressant.

La qualité de l'eau du Trias est intrinsèquement bonne, bien que fréquemment ferrugineuse. On constate cependant une très grande vulnérabilité de l'aquifère aux pollutions diffuses lorsque les niveaux graveleux ne sont pas naturellement protégés par des niveaux argileux. On peut alors trouver des teneurs en nitrates et phytosanitaires très supérieures aux normes imposées.

Sur la feuille Villers-Bocage, on note trois ouvrages captant le Trias à Monts-en-Bessin, Noyers-Bocage et Evrecy.

• **Aquifères jurassiques**. Les niveaux carbonatés du Jurassique peuvent contenir de petits aquifères pelliculaires, de faible extension. Le sens d'écoulement de ces aquifères se superpose à la topographie et au pendage général de la série, vers le Nord-Est. Ces aquifères ont développé une porosité de fracture rendant les circulations d'eau aléatoires et localisées. La faible extension des zones d'alimentation explique la productivité moyenne de ces aquifères.

La Fontaine aux Romains à Vieux illustre l'émergence de telles circulations, interceptées en amont de Vieux et mises en valeur par l'action de l'homme dès l'Antiquité (vestiges archéologiques des thermes d'Areghenua).

Des ouvrages plus récents à Amayé-sur-Orne et Fontaine-Etoupfour (tabl. 8) captent des eaux jurassiques. Ces deux ouvrages ne sont cependant plus utilisés pour l'usage eau potable du fait de la forte dégradation de leur qualité (excès de nitrates).

Les aquifères sédimentaires trias et jurassiques, peu développés sur la feuille Villers-Bocage, ne constituent pas un réel enjeu pour l'usage eau potable. La forte dégradation de la qualité de leur eau, justifie cependant la prise en compte de mesures de restauration.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Matériaux

Plusieurs carrières artisanales ont été ouvertes dans cette région, principalement au siècle dernier, afin d'alimenter ponctuellement le secteur en matériaux d'empierrement pour les routes, chemins et cours de fermes, en pierre de taille et sable pour le bâtiment, en calcaire pour la chaux, en produits d'amendement pour les terres agricoles ou en argiles pour la fabrication de briques et tuiles. Ces carrières sont maintenant en majorité abandonnées, au profit des carrières exploitées industriellement à la Roche Blain, près de Laize-la-Ville, dans les grès du Briovérien post-phtanitique (b2G), à Etavaux au Nord de Saint-André-sur-Orne, dans les grès de la formation de Caumont (k3C), au Nord de Baron-sur-Odon dans les mêmes Grès de Caumont (k3C). Dans ces trois carrières industrielles, les grès sont extraits pour la production de granulats (cf. fig. 25, hors-texte).

On signalera à titre indicatif les carrières abandonnées suivantes.

Briovérien

- les carrières de siltites ardoisières (b2S) situées au Nord de Thury-Harcourt en rive gauche de l'Orne, au niveau du méandre mais également entre le Moulin Fouloir-le Hom et le Bas de Martinbeau sur la D 212 ;
- les carrières ou excavations dans les siltites ardoisières situées au Sud de Neumer, à l'intersection entre la D 212 et le ruisseau du Val de Cropton ;
- la carrière du Val de Maizet en rive gauche de l'Orne, permettant de distinguer dans les grès et siltites des plis de direction d'axe N70°E à plongement axial de 30°E ;

- les carrières situées au Sud de la grande carrière de la Roche Blain, près du Pont-de-Fresney, le long de la D 132, dans les grès et siltites ;
- les carrières dans les siltites ardoisières du Mesnil-au-Grain, le long de la Douvette, à l'Ouest de la ferme de Montvarrat.

Paléozoïque

- **Synclinal bocain.** Les carrières où excavations sont peu nombreuses.

On citera :

- les carrières dans les conglomérats (k1C), à Costil Blot près de Paugy sur la D 6 (route reliant Thury-Harcourt à Aunay-sur-Audon) ;
- celles situées au Sud du château de la Rouelle (Ouest d'Hamars) dans les conglomérats (k1C) en rive gauche du ruisseau de Vingt-Bec sur le GR 221a ;
- la carrière « à Michel » dans les grès de Caumont (k3C), au Sud d'Aunay-sur-Audon sur la D 54, entre les fermes du Petit Pied du Bois et du Bois d'Aunay ;
- les carrières dans la formation rouge de Saint-Rémy (k-O1), plus ou moins en exploitation pour certaines, en rive droite du ruisseau des Parcs le long de la D 165 entre la Toutannerie et l'intersection menant au Parc Huet ;
- les carrières dans le grès de May (O4-5) situées à l'Est de la Tourpinière au niveau de la piste de moto-cross, et près du mémorial du Mont Pinçon.

L'excavation réalisée dans les ampélites (S) de la Bourbe Noire sur la commune de Campandré-Valcongrain, en grande partie comblée. Ces roches étaient utilisées pour la poterie et les tuiles.

- **Synclinaux de May et d'Urville.** Les deux grandes carrières d'Etavaux et de Baron-sur-Odon, en activité, exploitent essentiellement les grès de Caumont (k3C).

Parmi les carrières abandonnées :

- l'importante carrière de Maltot au bord de l'Orne qui exploitait principalement les grès de May ;
- les carrières de Feuguerolles-Bully et May-sur-Orne situées en rives droite et gauche de l'Orne, à quelques centaines de mètres au Sud du Grand Moulin, dans les grès de May (O4-5) ;
- la carrière de Bully, au Sud du château de Bully, au bord de l'Orne, dans les grès de Caumont (k3C) ;
- quelques excavations et petites carrières peuvent être observées dans les calcaires (k2) au Nord de Laize-la-Ville, en rive droite de la Laize le long du GR 36 menant au Val-de-Laize, ainsi que sur la commune de Feuguerolles-

Bully, le long du chemin longeant la Guigne en rive gauche entre le Moulin de Bully et la Roque.

Ces différents matériaux, qu'ils soient briovériens ou paléozoïques constituent le matériau de base des constructions anciennes de la région, au même titre d'ailleurs que les calcaires. De nos jours, ils ne sont plus exploités que pour les granulats.

Trias

Au niveau du Trias, ces formations ont été utilisées autrefois principalement pour l'extraction de sable (construction), d'argiles (poterie et tuiles) et de galets (empierrement des chemins). Parmi les quelques carrières abandonnées on signalera :

- la carrière de Landes-sur-Ajon, en rive droite de l'Ajon, à 300 m à l'Ouest de la ferme Ajon, près de la D 8. Cette carrière permet également d'observer le contact entre le Trias et le Jurassique ;
- la carrière au Nord de l'église de Neuilly-le-Malherbe qui montre également le contact entre le Trias et le Pliensbachien ;
- au Sud de Bretteville, en rive droite du ruisseau de Flagy, une très belle carrière située à 250 m à l'Est de la Goutelle, à l'angle d'un petit bois, permet d'observer les relations et le caractère fluvial de ces différents horizons triasiques.

Jurassique

Les carrières dans le Jurassique sont fréquentes et permettaient d'extraire des blocs de calcaire destinés principalement à la construction locale (moellons) ou servant de pierre à chaux pour les hauts fourneaux. Elles sont maintenant abandonnées, en grande partie reprises par la végétation et plus ou moins comblées. Parmi celles-ci :

- les carrières de Courmeron, à environ 4 km au Nord de Thury-Harcourt sur la D 562 (reliant Thury-Harcourt à Caen), au lieu-dit « les Fours à Chaux ». Ces carrières y exploitaient des calcaires à spongiaires (j2S) destiné à la production de chaux ;
- les carrières des Quatre Vents au Sud de Bois-Halbout sur la D 23, exploitant également des calcaires à spongiaires pour la chaux (lieu-dit « les Fours-à-Chaux ») ;
- la carrière de la Meslière à environ 1,5 km au Nord-Est de Bois-Halbout dans le calcaire de Caen (j3C) ; ce dernier donnait en général une belle pierre de taille, tendre, utilisée dans la construction de grands édifices ou en dallage ;
- les carrières situées au Nord de Curcy-sur-Orne sur la D 36, à environ 500 m au Nord-Est de la ferme du Val, dans les calcaires à bélemnites (l3) ;

- la petite carrière de Maizet (à l'Est de Sainte-Honorine-du-Fay) au Sud-Est de Maizet à environ 250 m au Nord du ruisseau de la Planquette, dans les calcaires à bélemnites ;
- les excavations de Maisoncelles-sur-Ajon réalisées dans les calcaires à bélemnites, le long du chemin menant de Maisoncelles-sur-Ajon à la Bijude ;
- les carrières situées à 2 km au Nord de Monts-en-Bessin à la Butte aux Chênes, et aux Glais en limite de carte, dans les calcaires à bélemnites.

Gisements minéraux

Anciennes exploitations et travaux miniers

Sur cette zone de Villers-Bocage, plusieurs demandes de concessions ont été déposées fin XIX^e début XX^e siècles pour la recherche ou l'exploitation de minerai de fer dans la formation des Schistes d'Urville.

Parmi ces concessions, citons celles de May-Sur-Orne, de Maltot, de Bully, du Cinglais, du Mont Pinçon et d'Ondefontaines.

• **Concession de May-sur-Orne** (Maurin, 1999). Cette concession fut instituée par décret du 5 mars 1896, amodiée le 5 mars 1905 à ce qui deviendra la SMPC (Société des Mines et Produits Chimiques) qui en demeurera l'exploitant jusqu'en 1968, date d'arrêt des travaux (renonciation en 1975). D'une superficie de 964 ha, elle s'étendait sur les communes de Saint-Martin-de-Fontenay, May-sur-Orne, Clinchamp-sur-Orne, Bully, Laize-la-Ville, Fontenay-le-Marmion, Rocquancourt et Saint-Aignan-de-Cramesnil. L'exploitation était axée sur les schistes d'Urville (O3), présents sur les deux flancs du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne, avec des pendages très redressés voire verticalisés sur le flanc nord, et de l'ordre de 45° à l'Ouest passant jusqu'à 60° à l'Est sur le flanc sud. Ce dernier fut pour cette raison le plus exploité. Cette formation d'une épaisseur de 60 à 100 m, comportait un niveau minéralisé de 4,5 à 5 m de puissance en moyenne, se divisant en 1 à 1,5 m de minerai d'hématite surmonté d'un minerai « taché » légèrement carbonaté. Le banc d'hématite présentait des teneurs de 45 à 50 % de fer et 10 % de silice. Le minerai taché donnait 35 à 38 % de fer et de 16 à 20 % de silice. Les teneurs n'étaient cependant pas uniformes sur l'ensemble du synclinal, les teneurs du minerai taché apparaissant notamment plus élevées sur le flanc nord que sur le flanc sud.

L'exploitation était réalisée par la méthode des chambres magasins. Un traçage de 17 galeries principales y a été effectué au cours de l'exploitation, dont les plus longues atteignaient jusqu'à 6 000 m. À noter que 800 m séparent la surface du point le plus bas de la couche minéralisée.

Plusieurs orifices permettaient d'accéder au fond notamment sur la carte le Puits Central, le Puits de Saint-André, le Puits d'Harcourt, la Descenderie de l'Orne, les sorties de niveau 1, B et de Bully (fig. 25, hors-texte).

Au niveau de Bully, les travaux de recherches rencontrèrent une couche de minerai carbonaté de 2,50 m de puissance après avoir recoupé une zone faillée.

La production annuelle était en moyenne de 650 000 à 700 000 t de minerai. Au total, le tonnage extrait s'élèverait à 3 000 000 t.

La mine ferme en 1968, suite à la chute des cours du minerai de fer.

À partir de 1975, une partie de la mine est réaménagée par la société Géostock et utilisée jusqu'en 1993 pour le stockage souterrain d'hydrocarbures liquides sous le contrôle de la société Géomines-Caen.

- **Concession de Maltot** (rapport BRGM, 1998). Elle fut instituée en 1903, sur 430 ha, au niveau des communes de Saint-André-sur-Orne, Feuguerolles, Maltot et Eterville. Après une mutation en 1910 puis 1920, elle sera rachetée par la SMPC en 1926. Une seule galerie de 250 m de long sera réalisée sur cette concession. Un sondage situé à 1 500 m au SSE de Fontaine-Etoupefour et à 1 000 m à l'Ouest de la concession a recoupé la couche minéralisée sur 6,6 m de puissance. La renonciation de cette concession a été opérée en 1975.

- **Concession de Bully** (rapport BRGM, 1998). Elle a été instituée en 1896, sur 402 ha au niveau des communes d'Amayé, Bully et Feuguerolles. Après avoir été rachetée en 1926 par la SMPC, la renonciation est effective au 4 décembre 1975.

Des galeries venant de la mine de May permirent d'atteindre un niveau minéralisé de 4 m de puissance à pendage de 40 à 45° avec une teneur en fer de 41 %.

- **Concession de Cinglais** (rapport BRGM, 1998). Instituée en 1921 la concession des mines de Cinglais couvrait 1 165 ha, sur les communes de Bretteville-sur-Laize, Boulon, Saint-Laurent-de-Condé et Barbery. Elle fut absorbée en 1973 par la Société des Mines de Soumont (SMS). Aucun travail de surface n'y a été réalisé. Seuls les traçages réalisés à partir des mines de Soumont et de Gouvix en ont atteint le périmètre. La renonciation de cette concession a été opérée en 1992.

- **Concession du Mont Pinçon** (rapport BRGM, 1998). Instituée par décret en 1902, elle s'étend sur 605 ha sur les communes de Campandré-Valcongrain, Le-Plessis-Grimoult, Roucampes et Saint-Jean-le-Blanc. Cette

concession est passée sous le contrôle de la Société des Mines de Fer de Saint-Rémy en 1961. La couche minéralisée d'une épaisseur moyenne de 1,50 m est associée aux schistes d'Urville (O3), et présente des pendages variant entre 30 et 50°. Le minerai est composé de carbonate, d'hématite et d'argile, à teneurs à l'état cru de 44 % de fer et 22 % de silice. Grillé, les teneurs varient entre 35 et 52 % pour le fer et 20 à 25 % pour la silice. Cette concession n'a jamais été exploitée mais a fait l'objet de travaux de recherches de faible profondeur et peu étendus (descenderie, travers-bancs Anguet et Dutertre, galeries et puits, sondages, fouilles). Ces travaux réalisés à différentes époques n'ont donné que des résultats décevants et conduits à la renonciation de la concession en 1966.

• **Concession d'Ondefontaine** (Maurin, 2000). Elle se situe dans le même contexte géologique que celle du Mont Pinçon et est située à l'Ouest de cette dernière (fig. 5). Cette concession de 559 ha fut instituée en 1902, sur les communes de Roucamps, Ondefontaine, la Ferrière-Duval et Danvou. Amodiée en 1941 elle reste actuellement la propriété de la SMPC. La couche minéralisée de 1,50 à 2,00 m de puissance est constituée de carbonates et de quartz et présente au grillage des teneurs de 35 à 49 % de fer et 13 à 24 % de silice. Cette concession n'a jamais été exploitée mais a fait l'objet de recherches en galeries (galeries Chantepie, de la Demoiselle, de Launay), puits (puits de La Tranchée des Hauts Vents et du Ruez-Bance), travers-bancs peu poussés (au sud de la maison des Minières) et ferrières multiples, dans l'alignement des schistes d'Urville.

La galerie de la Demoiselle, longue de 118,80 m en direction ESE-WNW a touché le minerai dans les trente derniers mètres. L'épaisseur de la couche était de 1,60 m. 90 t de minerai en ont été extraites à 35,33 % de fer et 12,94 % de silice (minerai calciné à 15 % Si et 43,08 % Fe). La galerie de Launay longue de 90 m a trouvé le minerai à 50 m. Le puits du Perron (avec travers-banc) a recoupé une couche de 1,50 m à 44,4 % de fer et 10 % de silice. La galerie Chantepie (tranchée + galerie = 27 m) a reconnu un minerai rouge oxydé et carbonaté à 44 % de fer et 24 % de silice.

Parmi les sondages réalisés, celui d'Ondefontaine (S2) a recoupé sous 70 m de Grès de May et de Schistes d'Urville un niveau minéralisé de 1,47 m de puissance à 33,85 % de fer et 13,36 % de silice. Dans le sondage S4, le niveau minéralisé atteint 0,40 m pour 25 % de fer et 39,5 % de silice.

Autres minéralisations

Aucune prospection géochimique ou alluvionnaire n'a été réalisée sur cette zone dans le cadre du programme de l'Inventaire Minier National. Les informations disponibles sont par conséquent en dehors de celles fournies au niveau des indices et gîtes de fer, extrêmement limitées. Nous signalerons cependant

la présence de deux indices à stibine (antimoine, Sb) en stockwerk dans des contextes faillés, à Laize-la-Ville (indice 145-4-4002 : $x = 402,725$; $y = 157,5$; $z = 40$ m) dans une ancienne carrière de calcaires cambriens (carrière Genest) et à Trois-Monts (indice 145-3-4001 : $x = 395,175$; $y = 154,56$; $z = 20$ m) dans le Briovérien. Pour ce dernier, des galeries de recherches (2) sont visibles à l'Est du Grand-Mesnil au bord de l'Orne, en face de l'Ermitage. Un indice de barytine (Ba) est également signalé à Laize-la-Ville dans l'ancienne carrière le Breton (indice 145-4-4001 : $x = 401,75$; $y = 157,545$; $z = 35$ m).

Bien qu'aucune donnée n'existe à notre connaissance dans les archives, de l'argent aurait également été trouvé (?) dans l'ardoisière située au Nord du Hom (Nord de Thury-Harcourt) sur la D 212 au point coté 71 (communication orale locale).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

AFFLEUREMENTS REMARQUABLES

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

Briovérien

Point 1 : carrière de la Roche Blain (commune de Fresney-le-Puceux) à l'Est de Laize-la-Ville en rive droite de la Laize (D 132) : observation des siltites et grès (dominants) du Briovérien post-phtanitique (b2), avec présence de plis décamétriques N90°E à plongement axial 30°W, et importants réseaux de failles N70 à N80°E, N170 à N175°E. Belles figures sédimentaires observables à l'extérieur de la carrière en face du bureau de pesage. Carrière permettant également d'observer au niveau du front est le contact entre le Briovérien très redressé et les formations du Jurassique, subhorizontales. **Exploitation privée en activité** : une demande d'autorisation est impérative (tirs de mines et circulation d'engins). Ces faciès briovériens peuvent également être observés le long de la D 132 en direction du Pont-de-Fresney.

Point 2 : commune de Croisilles sur la D 562 au Nord de Thury-Harcourt : talus décapé sur la D 121 entre l'église du Croisilles et la Forge à Cambro : belle coupe permettant d'observer le contact entre le Briovérien silto-gréseux (b2) verticalisé (N85°-90°) et les différents niveaux jurassiques subhorizontaux ($S_0 = N20°-15°E$).

Point 3 : au Nord de Thury-Harcourt au niveau de la station d'épuration : après avoir traversé l'Orne, la D 212 recoupe une barre rocheuse à dominante de siltites, très déformées, avec quelques passées gréseuses et nombreux filonnets et lentilles de quartz. Présence de petits plis N70°E avec quartz boudiné dans les charnières.

Point 4 : au Nord du secteur précédent le long de l'Orne sur la D 212a entre le Hom et le Moulin Fouloir : affleurements et petites carrières dans la série à dominante de siltites ardoisières microplissées, à charnières métriques et lentilles de quartz boudiné. Plans de failles N120°E. Des faciès identiques silteux peuvent également être observés tout le long de la route (D 212) entre le Hom et l'intersection avec le chemin menant au château du Bas de Martinbeau.

Point 5 : commune de Goupillières sur la D 212. À partir de l'auberge du Pont de Brie située au bord de l'Orne, beaux affleurements de long de la route remontant au Nord vers Goupillières, permettant d'observer les siltites plus ou moins ardoisières et les grès, en alternance. Couches orientées N80°E, subverticales à verticales.

Point 6 : à l'Ouest de la commune de Mutrécy, en rive gauche de l'Orne. Carrière du Val de Maizet dans les siltites et grès. Observation de plis métriques à décamétriques N70°E à plongement axial de 30°E.

Point 7 : commune d'Amayé-sur-Orne : sur la D 147 entre le Pont du Coudray (en rive gauche de l'Orne) et le carrefour de la Petite Butte, affleurements essentiellement dans les grès affectés par un réseau de faille N190°E et des plis très redressés N70°E à plongement axial de 65°W. Zone déformée à cristallisations de quartz et calcite.

Point 8 : à la sortie de Villers-Bocage, sur la D 67, en direction de Caumont-l'Éventé, dans le virage situé juste avant le pont traversant le ruisseau de la Seulline, affleurement de grès standard du Briovérien post-phtanitique, orientés N70°E, à pendages verticaux.

Point 9 : commune de Landes-sur-Ajon. Au niveau de la rivière Ajon, à l'intersection entre la D 8 et la D 171, affleurements de siltites plus ou moins ardoisières orientées N85 à N75°E, à pendages très redressés, que l'on peut également observés le long de la D 171.

Point 10 : à la sortie de Saint-Germain-d'Ectot sur la D 173 en direction de Caumont-l'Éventé, à proximité du transformateur électrique, affleurements de conglomérats briovériens à galets de phtanite.

Point 11 : commune d'Anctoville , à moins d'un kilomètre au Nord sur la partie sommitale de la butte comprise entre la D 67 (réservoir d'eau) et la ferme de Launay : conglomérat briovérien en grande partie démantelé, à l'état d'épandages de galets en particulier de phtanite.

Point 12 : commune d'Orbois. En quittant le bourg et en remontant sur la D 33 en direction du château d'Orbois, juste après le ruisseau sur la droite dans le champ, présence d'un filon de dolérite en partie altéré, au sein du Briovérien. Présence également de faciès conglomératiques.

Paléozoïque

Synclinal bocain

Point 13 : commune de la Bigne (Ouest de la carte), dans le virage situé au-dessus de la ferme de la Bignette sur la D 291a : affleurement de conglomérats pourprés tectonisés (k1C).

Point 14 : au Sud-Ouest du village de la Rouelle, dans le bois situé sur la butte au Sud de la D 234b entre la cote 276 et le jardin de la Bruyère : affleurements de conglomérats (k1C).

Ces mêmes conglomérats peuvent également être observés sous le château de la Rouelle jusqu'au ruisseau de Vingt-Bec.

Point 15 : dans le même secteur que précédemment au niveau du village de la Vallée (D 6) : en remontant au Nord par la D 36, on observe au sommet de la butte le passage des conglomérats pourprés (k1C) à pendage nord au Briovérien (b2) également penté au Nord (chevauchement du Briovérien sur le Paléozoïque).

Point 16 : commune de Saint-Martin-de-Sallen ; au Sud de Paugy sur la D 6 (Thury-Harcourt–Aunay-sur-Odon) au lieu-dit le Costil Blot : conglomérats (k1C) notamment au niveau de l'intersection D 6-D 134.

Point 17 : commune de Campandré-Valcongrain, au Nord ; chemin de l'ONF (GR 221a) dans les bois de Vingt-Bec, du Mont d'Ancre et de Rombreuil, à flancs de collines entre la route rejoignant la D 6 à l'Ouest et la D 36 menant à la Vallée à l'Est : le chemin a été réaménagé, les talus décapés, notamment suite à la tempête de 1999, permettant ainsi d'observer tout du long les pélites et grès fins verts du Cambrien (k2).

Point 18 : à environ 2 km au Sud d'Aunay-sur-Odon sur la D 54, dans les bois à proximité de la cote 203 : carrière dite « à Michel » dans les Grès de Caumont (k3C ; S₀ = N85°-55°N). Ces niveaux peuvent également se

suivre tout le long du chemin (GR 221a en partie) situé en ligne de crête jusqu'au bois du Mont d'Ancre.

Point 19 : commune de la Ferrière-Duval (Ouest de la carte), au Sud au niveau du Moulin de la Ferrière (rivière la Druance), sur la D 165 : oratoire creusé dans les formations rouges de Saint-Rémy (k-O1). À partir de ce point, en allant vers l'Ouest via la D 165, plusieurs carrières sont observables dans les mêmes terrains depuis l'intersection du Parc Huet à l'intersection avec la D 290.

Point 20 : commune du Plessis-Grimoult. Le Mont Pinçon : petites carrières et grattages dans les Grès de May (O4-5). Grattages également dans le petit marigot situé à proximité immédiate à l'Ouest de la piste de moto-cross.

Point 21 : au Nord-Est de Campandré-Valcongrain à environ 1,5 km sur la D 108 au lieu-dit la Bourbe Noire : prendre le petit chemin menant à gauche à un réservoir et aux vestiges d'un ancien camp romain. Au niveau du petit bois un site touristique a été aménagé sur l'emplacement d'un ancien four à tuiles. À ce niveau, on peut observer les argiles ampélitiques noires du Silurien (S). En continuant le chemin au Nord vers le « camp romain », on pourra trouver quelques blocs résiduels de calcaire cénomaniens (C1).

Synclinaux d'Urville et de May-sur-Orne

Point 22 : commune de Saint-Laurent-de-Condé. L'église de Saint-Laurent-de-Condé est construite à même le conglomérat (k1C), visible notamment le long de la petite route située juste au Sud de l'église et menant au bois de Grimbosq. Des affleurements peuvent également être observés au niveau de la dernière maison au Nord.

Point 23 : Saint-Laurent-de-Condé. Talus à 500 m au Sud de Saint-Laurent de Condé, au niveau de l'intersection entre le ruisseau du Champ du Hamel et la D 562 : affleurement des terrains silto-gréseux beiges à verts (k2).

Point 24 : commune de Boulon, sur la D 238, juste sous la ferme de la Rochette : affleurement de conglomérats pourprés (k1C). Passage à quelques mètres au Nord au Briovérien. À 75 m au Sud des conglomérats, observation des calcaires rosés de la formation k2.

Point 25 : commune de Fresney-le-Puceux. À environ 1 km au Sud de la commune, en rive gauche du ruisseau Tourtous dans le champ, affleurement de conglomérat (k1C), puis des formations du Cambrien (k2).

Point 26 : à environ 500 m au Nord de Laize-la-Ville, sur la D 562 (menant à Caen), juste après le passage de la Laize, passage du Briovérien

aux conglomérats cambriens (k1C) et aux formations notamment calcaires (k2). Zone fortement tectonisée.

Dans le même secteur, à la sortie du pont de la Laize, prendre à gauche le petit chemin longeant cette dernière en direction du Val de May. Deux carrières ont été réalisées dans les calcaires (k2).

Point 27 : carrière de Feuguerolles-sur-Orne, à 500 m au Nord de Feuguerolles au bord de l'Orne (rive gauche). Cette carrière est actuellement abandonnée, en début de comblement. Y étaient exploités les Grès de May, encore parfaitement observables, situés dans un système de failles N70° et N140°. Au niveau du front nord de la carrière quelques grattages ont été réalisés au bord de l'Orne dans les schistes ferrugineux de la formation d'Urville. Cette carrière bien qu'abandonnée demeure une **propriété privée**.

Point 28 : carrière d'Etavaux en rive droite de l'Orne, au Nord de Saint-André-sur-Orne. Cette carrière permet d'observer les grès de la formation de Caumont (k3C) à flanc nord renversé et affecté d'écailles chevauchantes, limités au Nord-Est par un accident majeur, les mettant directement en contact avec le Briovérien (b2). **Exploitation privée en activité**. Demande d'autorisation impérative (tirs de mines et circulation d'engins).

Point 29 : carrière de Mouen (à cheval sur les cartes Villers-Bocage et Bayeux-Courseulles) (Nord de la carte) au bord de la rivière Odon. Cette carrière permet d'observer en place les grès cambriens du flanc sud du synclinal de May de la formation de Caumont (k3C). **Exploitation privée en activité**. Demande d'autorisation impérative (tirs de mines et circulation d'engins).

Mésozoïque

Point 30 : carrière abandonnée à Neuilly-le-Malherbe (au Nord de l'église), permettant d'observer le Trias sableux et les Calcaires à bélemnites. Coupe dans le Trias (sables, argiles et galets, et contact avec le Pliensbachien) (cf. coupe décrite par M. Rioult). **Carrière privée**.

Point 31 : commune de Trois-Monts. En partant du bourg vers le Nord (D 212) aller jusqu'au carrefour de la Croix du Mesnil et tourner à gauche en direction de la Goutelle. Juste avant d'arriver au carrefour, prendre à droite un petit chemin de terre menant à un petit bois. Une petite carrière a été creusée dans l'angle nord du bois (250 m à l'Est de la Goutelle) permettant d'observer les formations chenalisantes sablo-argileuses à galets du Trias. Le fait est à signaler car il est rare de voir le Trias en place (**carrière privée-Autorisation d'entrer indispensable**).

Point 32 : commune de Landes-sur-Ajon. Au Nord-Est de Landes-sur-Ajon, en rive droite de la rivière Ajon, à environ 500 m à l'Est de la ferme Ajon, près de la D 8 : carrière abandonnée permettant d'observer le passage du Trias sableux aux calcaires à bélemnites du Jurassique, marqué notamment par la reprise des galets du Trias dans un ciment carbonaté (faciès fréquemment observé tout le long du contact Trias-Jurassique).

DOCUMENTS CONSULTABLES

Guide géologique régional

– Guide géologique régional « Normandie » par F. Doré, P. Juignet, C. Larssonneur et M. Rioult (1977). Masson éd. Paris, 207 p., 12 pl.

Documentation cartographique

– Carte géologique du département du Calvados par A. de Caumont (1825)

– Carte géologique Falaise n° 45 à 1/80 000 :

- . 1^{ère} édition (1892) par L. Lecornu
- . 2^e édition (1916) par A. Bigot
- . 3^e édition (1946) par A. Bigot
- . 4^e édition (1962) par C. Pareyn.

– Carte géologique Caen n° 29 à 1/80 000

- . 1^{ère} édition (1886) par Mrs Lecornu et Odin
- . 2^e édition (1913) par A. Bigot
- . 3^e édition (1938) par A. Bigot.
- . 4^e édition (1962) par C. Pareyn et M. Rioult.

– Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000 (1980) par J. Vogt et C. Weber.

Banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM

Elle 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 soit au Service géologique régional Basse-Normandie du BRGM (CITIS « Odyssée », 4, avenue de Cambridge, bât. B, BP 277, 14209 Hérouville-Saint-Clair), soit au BRGM, Maison de la Géologie (77, rue Claude Bernard, 75005 Paris).

Les tableaux 9 et 10 présentent quelques données enregistrées à la Banque des données du sous-sol (BSS ; BRGM).

Numéro d'enregistrement au SGN	Commune et dénomination	Coordonnées Lambert	Coupe résumée	Année d'exécution	Profondeur en m	Nature des recherches
145-1-21	Saint-Germain-d'Ectot	x = 377,930 y = 1 162,400 z = 133 m	0-5,5 : limons 5,5-13 : b2Cg altéré 13-20 : b2Cg consolidé 20-22 : b2 altéré 22-30 : b2Cg noir et massif 30-55 : b2 altéré avec quartz abondant et galets dispersés 55-68 : b2 altéré et galets isolés puis b2Cg très grossier avec blocs de roches variés 68-80 : b2 avec galets dispersés 80-93 : b2S 93-97 : b2Cg 97-99,50 : b2S	1987	99,50	Forage pour eau AEP
145-1-22	Saint-Germain-d'Ectot	x = 377,330 y = 1 162,190 z = 124 m	0-10 : Quaternaire 10-13 : b2Cg 13-16 : b2 altéré 16-19 : b2S + b2G 19-24 : b2S 24-25 : b2 oxydé 25-55 : b2 + filon de quartz 55-56 : filon de quartz 56-60 : b2 60-68 : b2 + filonnettes de quartz 68-100,50 : b2 - Pyrite	1990	100,50	Forage pour eau AEP
145-2-3	Noyers-Bocage	x = 386,16 y = 1 160,95 z = 146 m	0-2,40 : Quaternaire 2,40-11 : j1-2Ma 11-16 : l4 16-23 : l3 23-25 : l2 25-40,20 : t6 40,20-44,60 : b2	1968	44,60	Forage pour eau AEP
145-2-7	Noyers-Bocage	x = 385,870 y = 1 161,160 z = 138 m	0-2 : Quaternaire 2-9 : j1-2Ma 9-13 : l4 13-22 : l3 22-24 : l2 24-50 : t6	1968	50	Forage pour eau DDA Calvados
145-2-18	Noyers-Bocage Belle-Jambe-ruisseau de Cachy-le-Borde	x = 387,47 y = 1 162,94 z = 118 m	0-2 : Quaternaire 2-12,30 : l3 12,30-25 : t6 25-36 : b2	1977	36	Forage pour eau AEP
145-3-30	Evrecy la Prébende	x = 392,22 y = 1 158,44 z = 85 m	0-4,7 : Quaternaire 4,7-11,70 : t6 11,70-19 : b2	1966	19	Forage pour eau AEP
145-3-53	Evrecy Château du Bosc du Fay	x = 393,84 y = 1 157,77 z = 120 m	0-6 : Quaternaire 6-10 : lacune 10-17 : j2S 17-18 : j2O 18-25 : j1-2Ma 25-31 : l4 31-35 : l3 35-46 : t6 46-60 : b2	1978	60	Forage pour eau AEP
145-3-55	Evrecy les Tocque Bœufs	x = 391,24 y = 1 158,57 z = 107 m	0-1 : Quaternaire 1-12,50 : Lias 12,50-17 : Trias t6 17-20,20 : b2	1977	20,20	Forage pour eau AEP
145-3-56	Evrecy les Longues Acres	x = 393,810 y = 1 157,760 z = 120 m	0-8 : Quaternaire 8-14 : j2S 14-15 : j2O 15-23 : j1-2Ma 23-27 : l4 27-29 : lacune 29-33 : l3 33-35 : t6 35-43 : t6 43-53,50 : b2	1980	53,50	Forage pour eau AEP

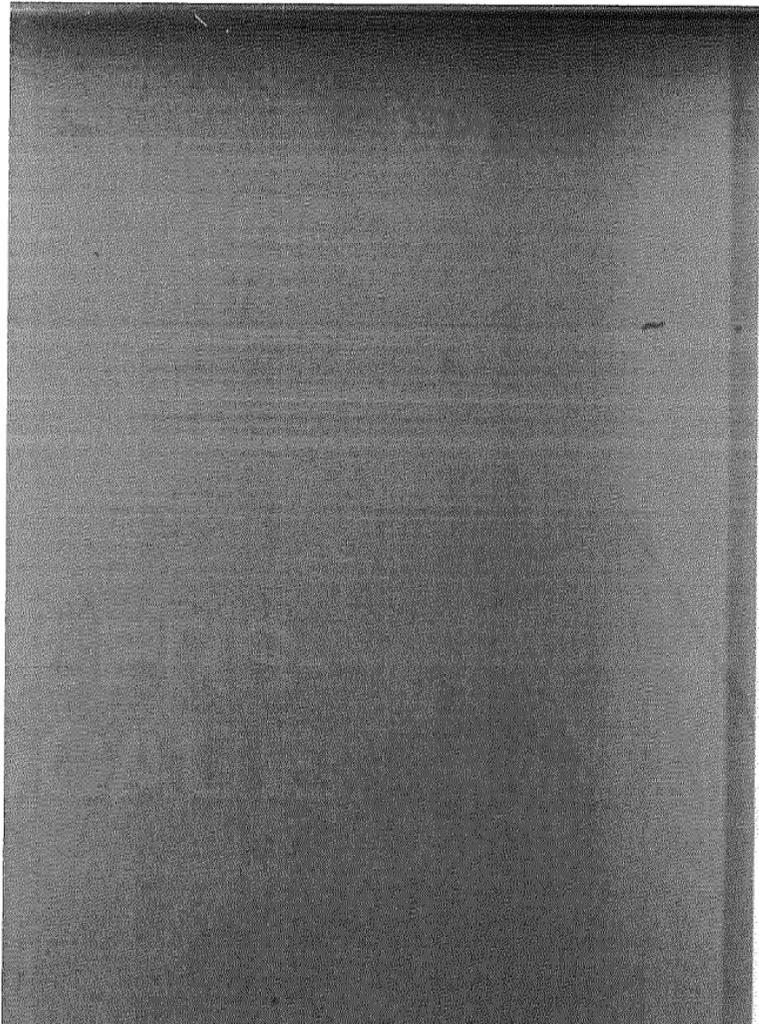
Tabl. 9 - Quelques données de sondages enregistrées à la Banque des Données du Sous-Sol (BSS-BRGM)

Numéro d'enregistrement au SGN	Commune et dénomination	Coordonnées Lambert	Coupe résumée	Année d'exécution	Profondeur en m	Nature des recherches
145-3-58	Evrecy la Prébende Station de pompage	x = 392,230 y = 1 158,440 z = 87 m	0-6 : Quaternaire 6-14 : Trias t ₆ 14-18 : b ₂	1986	18	Forage pour eau AEP
145-3-4001	Trois-Monts	x = 395,175 y = 1 154,56 z = 20 m	Briovérien post-phrénitique	Archives de 1910	2 galeries	Indice de stibine (antimoine)
145-4-4001	Laize-la-Ville	x = 401,75 y = 1 157,545 z = 35 m	Cambrien	Archives de 1848	Ancienne carrière le Breton	Indice de barytine (baryum)
145-4-4002	Laize-la-Ville	x = 402,725 y = 1 157,50 z = 40 m	Cambrien	Archives de 1960	Ancienne carrière Genest	Indice de stibine (antimoine)
145-4-4003	May-sur-Orne	x = 402,200 y = 1 158,700 z = 66 m	Ordovicien	Archives minières Puzenat 1939	450	Gîte de fer Exploitation par puits et galeries
145-4-4004	Saint-André-sur-Orne	x = 401,600 y = 1 160,800 z = 40 m	Ordovicien	Archives minières Cayeux 1913	100	Gîte de fer exploité par traçage et puits
145-4-4005	Maltot	x = 398,800 y = 1 162,100	Ordovicien	Archives minières Cayeux 1913	???	Gîte de fer exploité en puits et galeries
145-4-1	Fontaine-Etoupefour Syndicat de May-sur-Orne	x = 397,500 y = 162,750 z = 80 m	0-1,50 : Quaternaire 1,50-8 : j ₂ 8-14,40 : Lias 14,40-36,20 : Trias t ₆ 36,20-87,66 : Paléozoïque	1920	87,66	Sondage de reconnaissance minière. Fer
145-4-4	Fontaine-Etoupefour Ferme d'Agorn	x = 397,070 y = 1 163,130 z = 78 m	0-12 : Lias 12-30 : Ordovicien	1954	30 m	Sondage pour eau
145-4-5	Fontaine-Etoupefour Ferme d'Agorn	x = 397,220 y = 1 163,150 z = 79 m	0-4 : j _{1-2Ma} 4-10,5 : l ₄ 10,5-16,60 : l ₃ 16,60-19 : Paléozoïque	1954	19	Sondage pour eau
145-4-42	Bully	x = 399,680 y = 159,210 z = 53 m	0-6,30 : grès cambriens k	Ancien	6,30	Puits
145-4-44	Bully	x = 399,560 y = 1 159,400 z = 60 m	0-6,06 : grès cambriens k	Ancien	6,06	Puits
145-4-49	Saint-Martin-de-Fontenay	Départ flanc Nord : x = 402,320 y = 160,090 z = 56 m Arriuvée flanc Sud : x = 401,930 y = 159,475	Travers-banc de plus d'1 km réalisé au travers des formations ordoviciennes (O4-5 ; O3-4)	1956	Plus d'1 km	Travers-banc pour reconnaissance minéralisation en fer
145-4-50	Feuguerolles-sur-Orne	x = 400,030 y = 1 160,620 z = 80 m	0-5,10 : Quaternaire 5,10-6,50 : Jurassique 6,50-118,50 : Ordovicien 118,50-125,70 : minéral fer ordovicien O ₃ 125,70-126 : O ₂	1956	126	Sondage pour reconnaissance minéralisation en fer
145-4-57	Saint-André-sur-Orne	x = 401,270 y = 1 160,950 z = 2,95 m	0-11,25 : grès ordovicien	1958	11,25	Sondage de reconnaissance T.P.
145-4-58	Saint-André-sur-Orne	x = 401,270 y = 1 160,950 z = 2,95 m	0-5,50 : Quaternaire récent 5,50-7,3 : Quaternaire (alluvions) 7,3-8,8 : Ordovicien O4-5	1958	8,80	Sondage de reconnaissance T.P.
145-4-59	Saint-André-sur-Orne	x = 401,270 y = 1 160,950 z = 2,95 m	0,3-8,3 : Quaternaire récent 3,83-12,25 : Quaternaire (alluvions) 12,05-16,25 : O4-5	1958	16,25	Sondage de reconnaissance T.P.
145-4-60	Saint-André-sur-Orne	x = 401,270 y = 1 160,950 z = 2,95 m	0-4,70 : Quaternaire récent 4,70-10,10 : Quaternaire (alluvions) 10,10-15 : Ordovicien O4-5	1958	15	Sondage de reconnaissance T.P.

Tabl. 9 (suite) - Quelques données de sondages enregistrées à la Banque des Données du Sous-Sol (BSS-BRGM)

Numéro d'enregistrement au SGN	Commune et dénomination	Coordonnées Lambert	Coupe résumée	Année d'exécution	Profondeur en m	Nature des recherches
145-4-61	Saint-Andre-sur-Orne	x = 401,160 y = 1 160,90 z = n.p.	0-2,5 : Quaternaire récent 2,5-9,30 : Quaternaire (alluvions) 9,30-14 : Paléozoïque	1958	14	Sondage de reconnaissance T.P.
145-4-62	Saint-Andre-sur-Orne	x = 401,160 y = 1 160,90 z = n.p.	0-2 : Quaternaire récent 2-8 : Quaternaire (alluvions) 8-10,50 : Paléozoïque	1958	10,50	Sondage de reconnaissance T.P.
145-4-63	Saint-Andre-sur-Orne	x = 401,160 y = 1 160,90 z = n.p.	0-0,50 : Quaternaire récent 0,50-8,40 : Quaternaire (alluvions) 8,40-11,70 : Paléozoïque	1958	11,70	Sondage de reconnaissance T.P.
145-4-64	Saint-Andre-sur-Orne	x = 401,270 y = 1 160,950 z = n.p.	0-3,30 : Quaternaire récent 3,30-7,90 : Quaternaire (alluvions) 7,90-23 : Paléozoïque	1958	23	Sondage de reconnaissance T.P.
145-4-68	Fontaine-Etoupefour	x = 397,42 y = 1 163,17 z = 66 m	0-0,40 : Quaternaire récent 0,40-5 : j ₂ 5-10 : l ₄ 10-16,30 : l ₃ 16,30-19,30 : k	1967	19,30	Sondage pour eau AEP
145-8-33	Espins la Bourdonnière par la D 131	x = 399,30 y = 148,78 z = 153 m	0-4,50 : Quaternaire 4,50-6 : j ₂ S 6-6,75 : j ₂ O 6,75-12 : j ₁ -2M _a 12-18 : l ₄ + l ₃ 18-19 : l ₃ 19-20,80 : t ₆ 20,80-23,50 : b ₂	1978	23,50	Forage pour eau AEP

Tabl. 9 (suite et fin) - Quelques données de sondages enregistrées à la Banque des Données du Sous-Sol (BSS-BRGM)



CAR
GEO
DE L
À 1/

V
I

Code BSS	X	Y	Profondeur (m)	Terrains
145-2-1	387 500	1 618 000	41	RS, l4 à t6, b2
145-2-2	383 720	1 160 870	26	l3, t6, b2
145-2-3	386 160	1 160 950	44,6	j1-2 à t6, b2
145-2-4	386 400	1 162 450	36,1	l3, t6, b2
145-2-5	386 120	1 160 955	64	RS, l4 à t6, b2
145-2-6	385 980	1 160 920	45	RS, j1-2 à t6, b2
145-2-7	385 870	1 161 160	50	j1-2 à t6, b2
145-2-18	387 470	1 162 940	36	l3 à t6, b2
145-2-21	386 520	1 161 490	36	RS, l4 à t6, b2
145-2-24	387 480	1 162 950	30	RS, l3 à t6, b2
145-3-53	393 840	1 157 770	60	RS, j2 à t6, b2
145-3-55	391 240	1 158 570	20,2	l3 à t6, b2
145-3-56	393 810	1 157 760	53,5	RS, j2 à t6, b2
145-4-1	397 500	1 162 750	88,7	j2 à t6, Paléozoïque
145-4-5	397 220	1 163 150	19,5	j2 à l3, Paléozoïque
145-4-68	397 420	1 163 170	19,3	j2 à l3, Paléozoïque
145-4-69	397 350	1 163 140	20	j2 à l3, Paléozoïque
145-4-70	397 340	1 163 220	20,1	j2 à l3, Paléozoïque
145-4-71	397 340	1 163 240	20,1	j2 à l3, Paléozoïque
145-4-72	402 240	1 160 260	50	j2 à l3, Paléozoïque
145-4-97	397 340	1 163 130	22	j2 à l3, Paléozoïque
145-8-21	401 470	1 151 250	107,4	RS, Paléozoïque
145-8-19	401 550	1 151 350	72,7	RS, Paléozoïque
145-8-18	402 400	1 150 150	188,7	RS, Paléozoïque
145-8-33	399 300	1 148 780	23,5	RS, j2 à t6, b2

Tabl. 10 - Liste des sondages BSS retenus en domaine de couverture

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE M. (1905) – Sur une couche bajocienne à faciès de récif trouvée à May-sur-Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (5), IX, p. 246-250.
- AUBRY J. (1982) – Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan. Thèse 3^e cycle, Caen, 285 p.
- 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.P. (1979) – Évolution géodynamique du Nord du Massif armoricain au Protérozoïque supérieur. *Journal of the Geological Society*, London, 137, 213 p.

- 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. Carte géologique par S. Baize et *al.* (1997).
- BALÉ 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.
- BARBIER G. (1995) – Cartographie et étude lithostructurale du synclinal d'Urville (Basse-Normandie, France). Mémoire d'aptitude à la géologie - cycle général. Institut géologique Albert de Lapparent (IGAL), n° 116, 115 p.
- BARROIS C. (1892) – Mémoire sur la distribution des Graptolites en France. *Ann. Soc. géol. Nord*, XX, p. 75-193.
- BARROIS C. (1899) – Sketch of the geology of the Central Brittany. *Proceed. Geol. Assoc.*, 16, p. 101-132.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANCKE W., GIESE P., WEBER K. (1984) – The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, p. 15-40.
- BERTRAND M. (1892) – Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XX, p. 118-165.
- BIGOT A. (1883) – Compte rendu de l'excursion géologique à May-sur-Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), VII, p. 303-311.
- BIGOT A. (1888) – Note sur les *Homalonotus* des grès siluriens de Normandie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XVI, p. 419-435.
- BIGOT A. (1889) – Note sur quelques Pélécy-podes des grès siluriens de l'Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XVII, p. 791-801.
- BIGOT A. (1890) – L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du massif breton et leurs équivalents dans le pays de Galles. Thèse Paris, Le Maout édit., Cherbourg, 179 p.
- BIGOT A. (1891) – Sur la position de la couche à *Leptaena* en Normandie et particulièrement à May-sur-Orne. *Bull. Lab. Géol. Fac. Sci. Caen*, I, p. 185-193, pl. VII.
- BIGOT A. (1904) – Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Caen, Flers et Cherbourg. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), IV, p. 861-878.
- BIGOT A. (1904) – Études des terrains anciens de la Basse-Normandie et de leurs dislocations avec les terrains jurassiques. Réun. Extraord. Soc. géol. France en Basse-Normandie, p. 861-956.
- BIGOT A. (1913) – Sur la structure de la Zone bocaine. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 157, p. 1485-1488.
- BIGOT A. (1927) – Géologie de la région de Falaise et de la Brèche-au-Diable. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (7), X, p. 92-106.

- BIGOT A. (1928) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Coutances (44), BRGM édit., Orléans, 2^e et 3^e éditions.
- BIGOT A. (1938) – Filons dans l'Ordovicien de May-sur-Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), I, p. 50-51.
- BIGOT A. (1946) – Carte géologique à 1/80 000 feuille de Falaise, n° 45, 2^e et 3^e éditions ; BRGM édit.
- BIGOT A. (1949) – Notes de géologie normande : XXXVI. Lias, sables et galets du Trias dans la région d'Evrecy (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), VI, p. 8-9.
- BIGOT A. (1950) – Le drainage de la nappe du Cinglais (Calvados) par les calcaires cambriens. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), II, p. 55-56.
- BOIS C., LEFORT J.-P., LE GALL B., SIBUET J.-C., GARIEL O., PINET B., CAZES M. (1990) – Superimposed Variscan, Caledonian, and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics*, 177, p. 15-37.
- BRGM (1998) – Les gisements miniers de Basse-Normandie. Note de lecture du rapport DRIRE-DESS-1998. Rapport BRGM R40282.
- BROWN M., POWER G.M., TOPLEY C.G., D'LEMONS R.S. (1990) – Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. From D'lemons R.S., Strachan, R.A, and Topley C.G. (eds). *The Cadomian Orogeny Geological Society*, Spec. Pub., n° 51, p. 81-213.
- BRUN J.P., BALÉ P. (1990) – Cadomian tectonics in Northern Brittany. *Geol. Soc. London*, Spec. Pub., 51, p. 95-114.
- BUTAEYE D., LAVILLE E., LE GALL J. (2001) – Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 332, p. 283-289.
- 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.
- CAILLÈRE S., KRAUT F. (1965) – Les minerais de fer d'âge primaire de Normandie et de l'Anjou. *Mém. Muséum Nat. Hist. nat.*, C, Sc. Terre, XII, 2, p. 57-102.
- CAUMONT A. de (1828) – Essai sur la topographie géognostique du département du Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie*, Caen, IV, p. 59-366.
- CAVELIER C., POMEROL C. (1979) – Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 21, p. 33-48.

- CAYEUX L. (1909) – Les minerais de fer oolithique de France. Tome I : Minerais de fer primaires. Imp. Nat., Paris.
- CAYEUX L. (1929) – Conditions de la mer silurienne en Normandie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 188, p. 1194-1197.
- CAYEUX L. (1930) – Le Gothlandien du sondage de Danneville (Calvados) et son milieu générateur. *Livre Jub. Centenaire Soc. géol. Fr.*, p. 199-212.
- CETE (1991) – RN 158. Déviation de Grainville–Langannerie. Centre d'Études Techniques de l'Équipement Normandie-Centre, Laboratoire régional de Rouen, 11 p.
- 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 F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) – Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM, Géologie de la France I*, n° 2-3, p. 3-17, 6 pl. h.t.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1986) – Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. *In Géodynamique du Massif armoricain. Réunion R.C.P. 705*, Paris, 13 oct.1986, 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) – Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CLIQUET P., PLESSIS Y. (1948) – Découverte d'un Gigantostrocé dans le Gothlandien de Feugerolles-sur-Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), V, p. 120.
- COCKS L.R.M. (2000) – The Early Palaeozoic geography of Europe. *J. Geol. Soc. London*, 157, p. 1-10.
- COCKS L.R.M., FORTEY R.A. (1982) – Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic in Britain. *J. geol. Soc. London*, 139, p. 465-478.
- COGNÉ 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.
- COGNÉ 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).
- COGNÉ 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., Paris, p. 29-55.

- COQUEL R., LOBOZIAK S., PAREYN C. (1969) – Confirmation palynologique de l'âge Stéphanien supérieur de la couche de houille du bassin de Littry (Calvados). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 89, p. 309-315.
- COQUEL R., LOBOZIAK S., LEMOIGNE Y. (1970) – Confirmation de l'âge Westphalien du houiller de Le Plessis (Manche) d'après l'étude palynologique de quelques échantillons de charbon. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 90, p. 15-21.
- COURTY G. (1959) – Contribution à l'étude du minerai de fer de May-sur-Orne (Calvados). *Bull. Soc. géol., Fr.*, (7), I, p. 500-510.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., OZOUF J.C., PELLERIN J. (1970) – Les loëss de la Campagne de Caen. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, 8, 30 p.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C., PELLERIN J. (1973a) – Carte géomorphologique Bayeux-Courseulles 1/50 000, Association Normande de Géographie de l'université de Caen, *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 1.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C., PELLERIN J. (1973b) – Carte des formations superficielles Bayeux-Courseulles 1/50 000, Association Normande de Géographie de l'université de Caen, *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 1.
- DABART M.P. (1997) – Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne : genèse et signification géodynamique. Exemple du segment armoricain. Éditions du BRGM. Document du BRGM n° 267, 247 p.
- DABARD M.P., 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 P. (1863) – Essai sur la géologie comparée du plateau méridional de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (2), XX, p. 126-154.
- DANGEARD L. (1943) – Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du bassin de Paris et, en particulier sur ceux du Perche et du Haut Maine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, t. 13, p. 73-79.
- DANGEARD L. (1951) – La Normandie. Coll. « Géologie régionale de la France », Hermann et C° édit., Paris, 241 p.
- DANGEARD L., BERTHOIS L. (1945) – Filons de dolérite dans les grès cambriens au Sud de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), IV, p. 25-30.
- DANGEARD L., PAREYN C. (1954) – Briovérien et Cambrien, près de Laize-la-Ville. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), VII, p. 35-36.
- DANGEARD L., DORÉ F. (1955) – Silurien du synclinal d'Urville (Calvados). Découvertes paléontologiques et observations nouvelles de sédimentologie. *CR. Acad. Sci. Paris*, 241, p. 1323-1325.

- DANGEARD L., RIOULT M. (1959a) – Observations sur les traces des organismes fousseurs dans l'Ordovicien normand. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), I, p. 270-276.
- DANGEARD L., RIOULT J.P. (1959b) – Présence de Trias au Nord de Caen (Calvados). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, Paris, p. 198.
- DANGEARD L., RIOULT M. (1961) – Observations sur les traces d'organismes fousseurs dans les minerais de fer ordoviciens de Basse-Normandie et sur l'importance de la bioturbation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 252, p. 2271-2273.
- DANGEARD L., DORÉ F., PONCET J., RIOULT M. (1962) – Faciès particulier de l'Ordovicien supérieur au Sud de Caen. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 254, p. 1128-1130.
- DANGEARD L., RIOULT M., DORÉ F. (1963) – Observations et réflexions sur les minerais de fer ordoviciens de basse Normandie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 257, p. 2131-2133.
- DANGEARD L. ET DORÉ F. (1971) – Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mém. BRGM, Coll. Ordovicien-Silurien*, n° 73, p. 119-125.
- DEROIN J.P., LEROUGE G., BARBIER G., VERNHET Y., COUTARD J.P., OZOUF J.C. (1999a) – Carte géologique de France (1/50 000), feuille Mézidon (146). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Deroin, G. Lerouge, G. Barbier, Y. Vernhet, J.P. Coutard, J.C. Ozouf, C. Langevin (1999).
- DEROIN J.P., LEROUGE G., BARBIER G., VERNHET Y., COUTARD J.P., OZOUF J.C., LANGEVIN C. (1999b) – Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille Mézidon (146). Orléans : BRGM. Carte géologique par J.P. Deroin et al., (1999).
- DEUNFF J., CHAUVEL J.J. (1970) – Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p.196-197.
- DIREN (1996) – Atlas des zones inondables. Direction régionale de l'Environnement. Région Basse-Normandie.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) – Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. Réunion RCP 706, Paris, 13 octobre 1986, 1 p.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) – L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, p. 801-814.
- DORÉ F. (1962) – Passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la coupe du synclinal de May (vallée de l'Orne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 255, p. 325-326.

- DORÉ F. (1969) – Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, 790 p. (CNRS AO 2837).
- DORÉ F. (1971a) – Prolongement du Paléozoïque sous le Jurassique du Nord de Caen : le synclinal de Ranville. *Bull. BRGM*, (2), 1, p. 77-96.
- DORÉ F. (1971b) – À propos du détritisme ordovicien en Normandie : réflexions basées sur la composition du cortège des minéraux lourds. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 102, p. 42-50.
- DORÉ F. (1972) – La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), XIV, p. 199-211.
- DORÉ F. (1994) – Cambrian of the Armorican Massif. In: J.D. Keppie (Ed): Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer-Verlag. p. 136-141.
- DORÉ F., PHILIPPOT A. (1962) – Graptolites ordoviciens et siluriens (gothlandiens) du synclinal d'Urville (Calvados). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 152-154.
- DORÉ F., PONCET J., RIOULT M. (1963) – Volcans de boue dans l'Ordovicien supérieur de Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), IV, p. 49-63.
- DORÉ F., LE GALL J. (1972) – Sédimentologie de la « Tillite de Feugerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, p. 199-211.
- DORÉ F., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M., JUIGNET P. (1977) – Guide géologique national : Normandie-Maine. Masson (Paris), 1^{ère} éd.
- DORÉ F., DUPRET L. (1979) – Le Protérozoïque supérieur (Briovérien) et le Paléozoïque inférieur dans le Massif armoricain nord-oriental (Normandie). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 11, p. 52-56.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J. (1985) – Tillites et tilloïdes du Massif armoricain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51, p. 85-96.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) – Guide géologique régional « Normandie-Maine ». Masson éd., Paris, 207 p.
- DORÉ F., DUPRET L., LAUTRIDOU J.P., JONIN M., HOMMERIL P. (1987) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Granville (172). Orléans, BRGM.
- DORÉ F., DUPRET L., PELLERIN J., RIOULT M., LECOINTE A., VERRON G. (1993) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Condésur-Noireau (175). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par F. Doré, L. Dupret, F. Dumesnil, J. Pellerin et coll. (1993).
- DUGUÉ O., FILY G., RIOULT M. (1997) – Le Jurassique des Côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléoécologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. Livret-guide excursion GFEJ 12-14 septembre 1997, univ. Caen, 173 p.

- DUGUÉ O., FILY G., RIOULT M. (1998) – Le Jurassique des Côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléoécologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Bulletin trimestriel de la société géologique de normandie et des amis du muséum du Havre*. Ed. du Muséum du Havre. t. 85, fasc. 2, 2^e trim.
- 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 Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 200 p.
- DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P., HOMMERIL P., LAVERGNE C., GIRESE P., LAMBOY M. (1987) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Coutances (142). Orléans, BRGM.
- DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P., HOMMERIL P. et coll. (1989) – Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Coutances (142), Orléans : BRGM, 57 p. Carte géologique par L. Dupret, J. Poncet, J.P. Lautridou, P. Hommeril et coll. (1987).
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) – Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). From D’Lemos R.S., Strachan R.A. and Topley C.G. (eds). *The Cadomian Orogeny Geological Society*, Special Publication n° 51, p. 115-131.
- DUPRET L., DISSLER E., PONCET J., COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P., CLOUET G. (1997) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Lô (143). Orléans, BRGM ; notice explicative par Dupret L., Dissler E., Poncet J., Coutard J.P., Freslon M., Camuzard J.P. (1997).
- DURAND J. (1985) – Le Grès armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socle, Rennes, 3, 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl.
- ÉGAL E., LE GOFF E. (1994) – Structuration du domaine cadomien de Bretagne (France). In « La chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». Séance spécialisée de la SGF, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- ELHAI H. (1963) – La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Étude morphologique. Brière éd., Bordeaux, 624 p.
- ENAY, MANGOLD (1980) – Cartes paléogéographiques du Jurassique. Documents univ. Lyon.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J.A. (1853) – Diorites observées en place dans le Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie*, 9, p. 68-82.

- EUDES-DESLONGSCHAMPS E. (1865) – Études sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. Thèse doct., univ. Paris (1864) et *Mém. Soc. linn. Normandie*, XV, 1864 (1865), 296 p.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, 2, p. 695-705.
- FILY G. (1974) – Le Bathonien au Nord de Caen (Normandie). Données nouvelles sur la stratigraphie et la composition séquentielle. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, série D, p. 30-39.
- FILY G., COUTARD J.P., RIOULT M., AUFFRET J.P., LARSONNEUR C., de LA QUERRIÈRE P. (1989) – Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Grandcamp-Maisy (95). Orléans, BRGM, 55 p.
- GARLAN T. (1985) – Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Caen, 166 p.
- GAUTHIER H., RIOULT M., TRÉVISAN M. (1995) – Enregistrement exceptionnel dans l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux au Sud de Caen (Normandie, France) : complément au stratotype du Bajocien, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série II a, p. 317-323.
- GAUTHIER H., RIOULT M., TRÉVISAN M. (1996) – Répartition biostratigraphique des ammonites dans l'« oolithe ferrugineuse de Bayeux » (Bajocien) à Feugueroles-sur-Orne (Calvados). Éléments nouveaux pour une révision des Garantianinae. *Géologie de la France*, Orléans, 2, p. 27-67.
- GIGOT P., DUPRET L., LE GALL J. avec la collaboration de COUTARD J.P., OZOUF J.C., PAY T., LECOINTE A., DESLOGES J., DEROIN J.P. (1999) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Falaise (176). Orléans : BRGM, 154 p. Carte géologique par P. Gigot, L. Dupret, J. Le Gall (1999).
- GRAINDOR M.J. (1957) – Butte témoin de l'Aalénien-Toarcién à Maisoncelles-sur-Ajon, Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), VIII, p. 67-69.
- GRAINDOR M.J. (1963) – Remarques sur les synclinaux paléozoïques de la feuille de Coutances au 1/80 000. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 273, t. LIX, 19 p.
- GRAVIOU P., AUVRAY B. (1985) – Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, 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.P., DUPRET L. (1989) – Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur dans le nord du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, 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* : D'Lemos, R.S. Strachan, R.A and Topley, C.G (eds), London, Special Publication, 51, p. 13-26.
- GUERROT C., THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., LE GOFF E., CHANTRAINE J. (1994) – Révision du magmatisme cadomien en Bretagne nord-I : géochronologie. *In* « La chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». Séance spéc. de la SGF, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- HÉBERT R. (1993) – Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Document du BRGM, 228, 356 p.
- HENNINGSMOEN G., PILLET J., RIOULT M. (1964) – Faunule d'ostracodes et de trilobites nouveaux dans l'Ordovicien supérieur du synclinal de May-sur-Orne (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie* (10), V, p. 76-86.
- HENRY J.L. (1980) – Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 22, p. 1-250.
- HÉRAULT M. (1824) – Mémoire sur les principales roches qui composent le terrain intermédiaire, dans le département du Calvados. *Mém. Soc. linn. Calvados*, 1, p. 249-271.
- HÉRAULT M. (1832) – Tableau des terrains du département du Calvados. Caen, 192 p.
- HERVY V. (1997) – Les formations paléozoïques de la bordure septentrionale de la Zone bocaine : cartographie et étude lithostructurale (feuille de Torgny-sur-Vire ; Basse Normandie, France). *Mém. géol. IGAL*, n° 78, 227 p., 99 fig., 18pl., 9 annexes, 1 carte h.t.
- HOLDER M.T., LEVERIDGE B.E. (1986) – Correlation of the Rhenohercynian Variscides. *J. Geol. Soc. London*, 143, p. 141-147.
- JAEGER H., DORÉ F., PHILIPPOT A. (1964) – Présence du Budnien en Normandie dans le synclinal d'Urville (Calvados). Courte description et discussion des graptolites de cet étage provenant du sondage du Quesnay (Calvados). Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites, Rennes, 1964. *Mém. BRGM*, 33, p. 35-37.
- JANJOU D., LANGEVIN C., MINOUX L. (1987)- Carte géologique France (1/50 000), feuille Vire (174), BRGM édit., Orléans.

- JOSEPH P. (1982) – Le minerai de fer oolitique ordovicien du Massif armoricain : sédimentologie et paléogéographie. Thèse Docteur-Ingénieur, Paris, 325 p.
- JOSEPH P., BEAUDOUIN B. (1983) – Microséquences intra-oolithiques dans le minerai de fer ordovicien normand (Llanvirn). Nouvelle hypothèse des oolithes ferrugineuses. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, p. 1533-1538.
- JUIGNET P. (1974) – La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse État, Caen, 806 p.
- KERFORNE F. (1893) – Note sur l'Ordovicien de May-sur-Orne (Calvados). *Bull. Soc. Sci. méd. Ouest*, 2, p. 112-116.
- KERFORNE F. (1900) – Classification des assises gothlandiennes du Massif armoricain. C.R. AFAS, Congrès de Paris, p. 549-553.
- KERFORNE F. (1914) – Note sur la géologie de la partie occidentale du synclinal d'Urville (Calvados) et sa fermeture sous la forêt de Cinglais et la commune de Barbery. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, XIV, p. 441-448.
- KLEIN C. (1963) – Phénomènes de réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Armorique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 256, p. 2448-2450.
- KLEIN C. (1975) – 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) – 1 000 ans de séismes en France. Catalogue d'épicentres et références. Ouest Éditions, Presses Académiques, 75 p., 1 carte.
- LARSONNEUR C. (1962) – Faciès, faune et flore du Keuper supérieur-Rhétien dans la région d'Airel (Manche). Bordure sud du Bassin de Carentan. *Soc. Sci. Math. de Cherbourg*, 5^e sér., t. X, p. 71-118.
- LARSONNEUR C., RIOULT M. (1969) – Le Bathonien de la baie de Seine et ses relations. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268 D, p. 2231-2234, 1 fig.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) – Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Ed. Centr. Géomorph. CNRS Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1991) – Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.F.*, suppl. Bd. 90, p. 123-130, Berlin-Stuttgart, September 1991.
- LAUTRIDOU J.P. (1994) – La grande crise détritico-fini-éocène dans le bocage normand. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 116, p. 41-44.
- LAUTRIDOU J.P. (1996) – La signification des formations superficielles de Normandie (France du Nord-Ouest). Heidelberg Geographische Arbeiten, 104.

- LE CORNU L. (1887) – Sur le Silurien des vallées de l’Orne et de l’Odon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), I, p. 19-33.
- LE CORNU M. (1888) – L’axe du Merlerault. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), t. 2, p. 291-303.
- LE CORNU L. (1890) – Sur le bassin silurien de la Brèche au Diable. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), IV, p. 49-57.
- LE CORNU L. (1891) – Sur le minerai de fer de Saint-André. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), V, p. 224-225.
- LE CORNU L. (1892) – Carte géologique à 1/80 000 feuille Falaise, n° 45, 1^{ère} édition; BRGM éd. Bigot, 1946, 2^e et 3^e édition.
- 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., ROBARDET M. (1991) – Le Massif armoricain. *Sci. Géol., Bull.*, 44,1-2, p. 31-103, Strasbourg.
- LE GALL B., LOBOZIAK S., LE HÉRISSE A. (1992) – Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décro-chevauchant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, 1, p. 13-26.
- LE GALL J. (1993) – Reconstitution des dynamismes éruptifs d’une province paléovolcanique : l’exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l’évolution géodynamique cadomienne. Thèse d’État, Sciences, Caen. Mémoires Géosciences Rennes, n° 52, 370 p.
- LE GALL J. (1995) – Les calderas cambriennes du graben du Maine (Est du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 321, p. 95-102.
- LE GALL J. (1997) – Caractères pétrographiques et géochimiques du socle granitique du sondage profond du Havre (GL 1). *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 83, 3-4, p. 73-76.
- LE GALL J. (1999) – Les dolérites et basaltes tholéitiques varisques du domaine nord-est armoricain. *Géologie de la France*, 4, p. 3-26.
- LE GALL J., DORÉ F. (1971) – Minéraux phylliteux de l’Ordovicien et du Silurien du synclinal d’Urville (Nord-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 102, p. 50-58.
- LE GALL J., MARY G. (1983) – Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l’histoire cadomo-varisque de l’Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 15, 2, p. 169-180.
- LE GALL J., MAURIZOT P. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Sillé-le-Guillaume (321). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Le Gall, P. Maurizot et coll. (1998), 123 p.

- LEMAÎTRE H. (1955) – Grès et poudingues tertiaires du Cinglais (Calvados). LXXIV^e Congès de l'AFAS, Caen, p. 1-4.
- LEMAÎTRE H. (1955) – Grès et poudingues tertiaires du Cinglais (Calvados). Actes 7^e Congr. Soc. Sav. ; p. 1-4.
- LEMOUQUET Y. (1970) – Étude des figures et structures sédimentaires de l'Ordovicien de Normandie (Lab. de Géol., Fac. des Sci. de Caen). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 101, p. 45-60.
- MATTE P. (1986) – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, p. 9-24.
- MAURIN G. (1999) – Concession des mines de fer de May-sur-Orne (Calvados). Rapport de diagnostic sécuritaire. Étude réalisée dans le cadre des actions de Service public du BRGM 99-G-398. Rapport BRGM R40759.
- MAURIN G. (2000) – Concession des mines de fer de Ondfontaine (Calvados). Audit minier : rapport de visite et diagnostic sécuritaire. Étude réalisée dans le cadre des actions du Service public du BRGM 2000-DEP-403. Rapport BRGM RP-50264-FR.
- MAURIZOT P., AUFFRET J.P., BAIZE S., DEROIN J.P., DUGUÉ O., FILY G., LE GALL J., LELIEPAULT F., MAZENC B., PELLERIN J. (2000) – Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Bayeux-Courseulles-sur-Mer (119), BRGM édit., Orléans.
- MCKERROW W.A., ZIEGLER A.M. (1972) – Palaeozoic Oceans. *Nature, G.B.*, 240, p. 92-94.
- MÉGNIEN C. et al. (1980) – Synthèse géologique du bassin de Paris. Vol. 1, Stratigraphie et paléogéographie, Mém. BRGM, 101, 409 p., Vol. II, Atlas, Mém. BRGM, 102, Vol. III, Lexique des noms de formations, Mém. BRGM, 103, 469 p.
- MÉNILLET F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J., VERRON G. (1987) – Carte géologique de la France à 1/50 000, Argentan. Serv. géol. national, BRGM, Orléans. Notice explicative par G. Kuntz, F. Ménillet, J. Le Gall, M. Rioult, L. Callier, J. Pellerin, P. de la Querrière, C. Vautrelle, G. Verron (1989), 99 p.
- MÉNILLET F., RIOULT M., avec la collaboration de HAVLICEK P., LECOINTE A., MONCIARDINI C., PASCAUD P. (1994a) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vimoutiers (177). Orléans : BRGM, 91 p. Carte géologique par F. Ménillet et al. (1994).
- MÉNILLET F., GONZALÈS G., KUNTZ G., RIOULT M., HAVLICEK P., LEBRET P. (1994b) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vimoutiers (177). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet, M. Rioult et coll. (1994), 91 p.

- MERCIER J. (1932) – Études sur les Échinidés du Bathonien de la bordure occidentale du Bassin de Paris. *Mém. Soc. linn. Normandie*, Caen, N.S. (Géologie), II, p. 273.
- MERCIER J. (1934) – Sur la présence d'organismes dans les calcaires inférieurs du Cambrien du synclinal de la Brèche-au-Diable (Calvados). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (5), IV, p. 44-46.
- MINOUX L., JANJOU D., LANGEVIN C. (1987) – Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Vire (174), BRGM édit., Orléans.
- MORIÈRE J. (1869) – Note sur deux végétaux fossiles trouvés dans le département du Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie*, XV, p. 1865-1869, 2 pl.
- MORIÈRE J. (1885) – Note sur quelques trilobites de l'étage du Grès de May. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), IX, p. 3-15.
- NOBLET C. (1984) – La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la formation du Grès armoricain. Thèse doct. univ. Rennes, 136 p.
- PAREYN C. (1980) – Trias. In Mégnien Ed. Synthèse géologique du Bassin de Paris, vol. I, Mémoire BRGM, Orléans, 101, p. 62-64.
- PAREYN C., DANGEARD L. (1959) – Forage de Berville (Calvados). Prolongement du Synclinal de May et découverte du Grès armoricain sous la couverture secondaire. Faciès spéciaux du Bathonien moyen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), X, p. 13-17.
- PAREYN C., LARSONNEUR C. (1960) – Sur le Trias supérieur du bassin de Carentan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 250, p. 2397-2399.
- PARIS F. (1981) – Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.P. (1986) – Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. Documents BRGM, 110, p. 259-275.
- PARIS F., ROBARDET M. (1990) – Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan regions. *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 G.S. Odin (éd.) "Numerical dating in stratigraphy", p. 784-790.
- PELLERIN J. (1967) – La Campagne de Caen ; plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Thèse 3^e cycle, univ. Caen, 343 p.
- PELLERIN J. (1967) – Premiers résultats d'une étude des argiles d'altération à silex jurassiques de la Campagne de Caen. *Mém. h sér. Soc. géol. France*, n° 4, p. 60-64.

- PELLERIN J. (1977) – Les nappes alluviales de l’Orne et leurs relations avec les dépôts marins sur la côte du Calvados. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, LXIV, (4), Journées Lennier n° 1, p. 75-80.
- PELLERIN J. (1984) – Relation entre les deux phases majeures du Weichsélien de l’Orne et les séquences de versant. *Bull. AFEQ*, 1-2-3, p. 41-44.
- PELLERIN J. (1993) – Feuille de Bayeux-Courseulles. Quaternaire et formations superficielles. Inédit. BRGM.
- PELLERIN J., COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C. (1970) – Dépôts pliocènes et quaternaires d’Hérouville-Saint-Clair, près de Caen (Calvados). *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, 7, 36 p.
- PHILIPPOT A. (1950) – Les graptolites du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 8, 295 p.
- PONCET J. (1962) – Cimentation variable et ferruginisation zonée de niveaux quartzitiques appartenant au « Grès de May » (synclinaux paléozoïques de May-sur-Orne et d’Urville, Calvados). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 281-285.
- PONCET J. (1965) – Observations complémentaires sur les « Bancs-pie » du Grand May (Ordovicien supérieur) : dégradation de biotite et authigenèse tardive. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), VI, p. 47-51.
- PRUVOST P. (1949a) – L’Infracambrien. *Bull. Soc. belge Paléontol. Hydrol.*, t. LX, fasc. 1, p. 44-65.
- PRUVOST P. (1949b) – Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, VII, p. 345-361.
- PUZENAT L. (1939) – La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, IV, 399p.
- QUESNEL F. (1997) – Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l’Ouest du Bassin de Paris. Documents du BRGM, Orléans, n° 263, 430 p.
- RAUSCHER R. (1970) – Les chitinozoaires de l’Ordovicien du synclinal de May-sur-Orne (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 101, p. 117-127.
- RENAULT C. (1883a) – Étude stratigraphique du Cambrien et du Silurien dans les vallées de l’Orne et de la Laize. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), VII, p. 16-27.
- RENAULT C. (1883b) – Le Cambrien et le Silurien des vallées de l’Orne et de la Laize. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), VII, p. 38-62.
- RENAULT C. (1883c) – Le Cambrien et le Silurien de la vallée de l’Orne (d’Étavaux à Feuguerolles). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), VII, p. 261-271.
- RIOULT M. (1957) – Le Lias moyen et les écueils de May (Calvados). *DES, univ. Caen*, 285 p.

- RIOULT M. (1959) – Phénomènes de dissolution biochimiques datant du Jurassique inférieur sur les grès et les quartzites du synclinal de May. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), IX, p. 48-54.
- RIOULT M. (1964) – Le Rhétien dans le Cotentin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 258, p. 2357-2359.
- RIOULT M. (1966) – Sur l'âge albien de *Cysadeoïda micromyela* (Morière). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), 7, p. 19-44.
- RIOULT M. (1968) – Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. Thèse État, Caen, 565 p.
- RIOULT M. (1980) – In Debrand-Passard S., Énay R., et Rioult M. (Coord.). Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du bassin de Paris, Mém. BRGM, Orléans, 101, p. 216-217.
- RIOULT M. (1985) – Écueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Sédimentation et peuplement d'écueils. Com. Trav. Hist. et Scientif., Poitiers, *Bull. Section des Sciences*, IX, p. 177-183.
- RIOULT M., RIBY R. (1963) – Examen radiographique de quelques minerais de fer de l'Ordovicien normand. Importance des rayons X en sédimentologie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, p. 59-61.
- RIOULT M., PELLERIN J., JUIGNET P. (1966) - Témoins résiduels d'Albien en Basse-Normandie et spécialement sur la Campagne de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), 7, p. 19-44.
- RIOULT M., FILY G. (1975a) – Faunes et formations jurassiques de la marge armoricaine du Bassin parisien (Normandie et Maine). Livret-guide excursion. Groupe français du Jurassique, Lab. Géol. armoricaine, univ. Caen, 47 p.
- RIOULT M., FILY G. (1975b) – Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. In 9^e Congr. int. sédiment., Nice, vol. 5, p. 353-358.
- RIOULT M., FILY G. (1980) – Stratotype du Bajocien et parastratotypes du Bathonien sur les côtes du Calvados, Normandie. *Bull. Inf. Géol. Bassin parisien*, n° h.s. Excursion B-02 du 26^e CGI.
- RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.M., VAIL P.R. (1991) – Outcrop sequence stratigraphy of the anglo-Paris basin, middle to upper jurassic (Normandy, Maine, Dorset). Soc. Nat. Elf-Aquitaine. *Bulletin Centres Rech. Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 15, 1, p.101-194.
- RIOULT M., CHIRAT R. (1999) – Ammonites jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. Contrôle et modalités de leur répartition. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (117), p. 49-60.

- ROBARDET M. (1981) – Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém.Soc. géol. minér. 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.
- 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.*, Paris, 2, VII, p. 724-744.
- SAVARY X. (1996) – Le Pliensbachien et le Toarcien de la carrière de la Roche Blain (Normandie, France). Une coupe de référence pour la région sud de Caen. Mém. Maîtrise Géologie, univ. Caen, 55 p. dactylo.
- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990) – Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. Geological Society of London, Special Publication, 51, p. 133-150.
- THIRY M. (1981) – Sédimentation continentale et altération associée : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg*, 64, 173 p.
- THIRY M., DELAUNAY A., DEWOLF Y., DUPUIS C., MÉNILLET F., PELLERIN J., RASPLUS L. (1983) – Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le Bassin de Paris. *Bull Soc. géol. Fr.*, (7), 25/1, p. 31-40.
- 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 D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. (eds). The Cadomian Orogeny. Geological Society, London, Special 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), BRGM éd., Orléans.
- TROMELIN G. de (1868) – Schistes et psammites à Fucoïdes bilobés. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), II, p. 268.
- TROMELIN G. de (1877) – Étude de la faune du Grès Silurien de May, Jurques, Campandré, Mont-Robert, etc (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), I, p. 5-79.
- TROMELIN G. de, LEBESCONTE P. (1875) – Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire inférieure et du Morbihan. Congrès Assoc. Fr. Avanc. Sciences, Nantes, p. 601-687.
- VATTIER G. (1956) – Le Trias entre Carentan et Falaise. DES inédit., univ. de Caen, 97 p.
- VERNHET Y., BAIZE S., PAREYN C., AUBRY J., ZWINGELBERG F., COUTARD J.P., COUTARD F., VILLEY M. (1999) – Carte géologique France (1/50 000) feuille Balleroy (118), Orléans, BRGM.

- VERNHET Y., LEROUGE G., HERVY V., BESOMBES J.C. (2000) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Torigni-sur-Vire (144), Orléans, BRGM.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) – Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.
- VOSSMERBÄUMER H. (1969) – Rippelfelder in den Grès de May (Caradoc) von May-sur-Orne (Normandie/Frankreich). *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 9, p. 559-576.
- WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J., PONCET J. (1977) – Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain : incidences sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 284, p. 1147-1149.
- WYNS R. (1991) – Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42.
- ZIEGLER P. A. (1982) – Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., Elsevier, 1, 130 p.

AUTEURS

La coordination de l'ensemble 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.

Le chapitre « Description des terrains » a été rédigé :

- pour le Protérozoïque par Y. VERNHET ;
- pour les synclinaux paléozoïques d'Urville et de May-sur-Orne par J. LE GALL, maître de conférences au département de l'université de Caen (Basse-Normandie) ;
- pour le flanc nord du Synclinal de la Zone bocaine par G. LEROUGE et J.C. BESOMBES (professeurs à l'IGAL : Institut géologique Albert de LAPPARENT, Cergy-Pontoise), d'après les documents et données de terrain de G. BARBIER, doctorante à l'IGAL ;
- pour le Mésozoïque, le Cénozoïque et les formations superficielles, par P. MAURIZOT, ingénieur géologue au BRGM et P. GIGOT (Maître de conférence, laboratoire de géologie de l'université de Caen), avec la collaboration de O. DUGUÉ (étude de faciès du Jurassique) et G. FILY (université de Caen), et de J. PELLERIN (pour les formations superficielles), ingénieur au centre de Géomorphologie du CNRS à Caen. P. MAURIZOT a assuré la coordination des levers et de la rédaction de cette partie.

Les chapitres « Évolution tectono-métamorphique », « Conditions de formation des entités géologiques » et « Synthèse géodynamique régionale » ont été rédigés par Y. VERNHET pour le Protérozoïque, J. LE GALL, L. DUPRET, G. LEROUGE et J.C. BESOMBES pour le Paléozoïque, P. MAURIZOT et P. GIGOT pour le Mésozoïque-Cénozoïque et les formations superficielles.

Le chapitre « Synthèse géodynamique régionale » a été rédigé par Y. VERNHET pour le Protérozoïque, J. LE GALL pour le Paléozoïque, P. MAURIZOT et P. GIGOT pour le Mésozoïque-Cénozoïque.

Le paragraphe portant sur les roches filoniennes a été rédigé par J. LE GALL pour les dolérites et Y. VERNHET pour les filons de quartz.

Le chapitre « Ressources en eau » a été rédigé par T. PAY, ingénieur-hydrogéologue au Conseil général du Calvados (Caen-Basse-Normandie).

Présentation au CCGF : 25 juin 2001.

Acceptation de la carte et de la notice : 5 septembre 2001.

Impression de la carte : 2002.

Impression de la notice : 2002.

ERRATUM

Légende de la fig. 2

Il faut lire :

Fig. 2 – Log lithostratigraphique synthétique de la région de Villers-Bocage

au lieu de :

Fig. 2 – Coupe de la base de la série cambrienne, discordante sur les terrains briovériens plissés

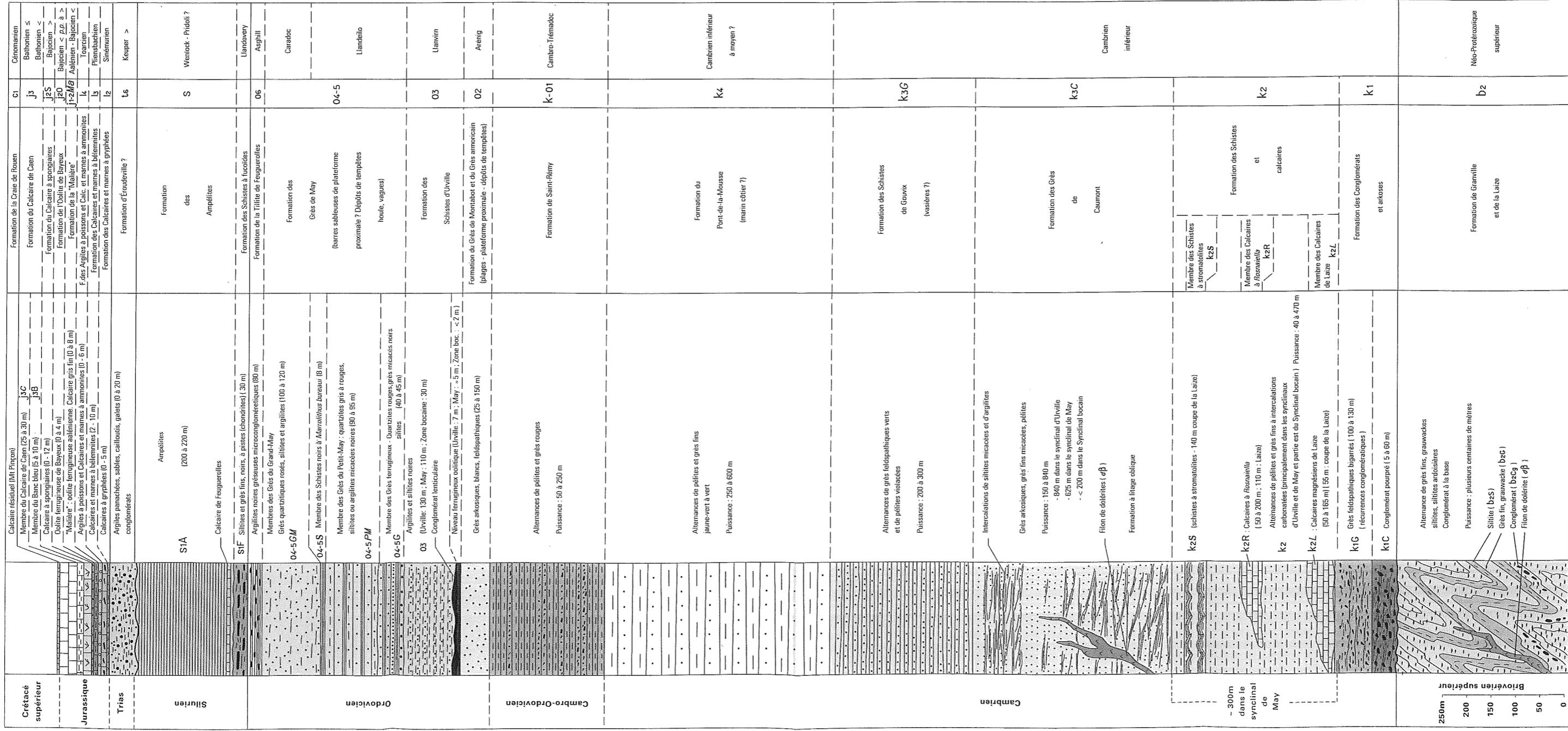


Fig. 2 - Coupe de la base de la série cambrienne, discordante sur les terrains brioveriens plissés

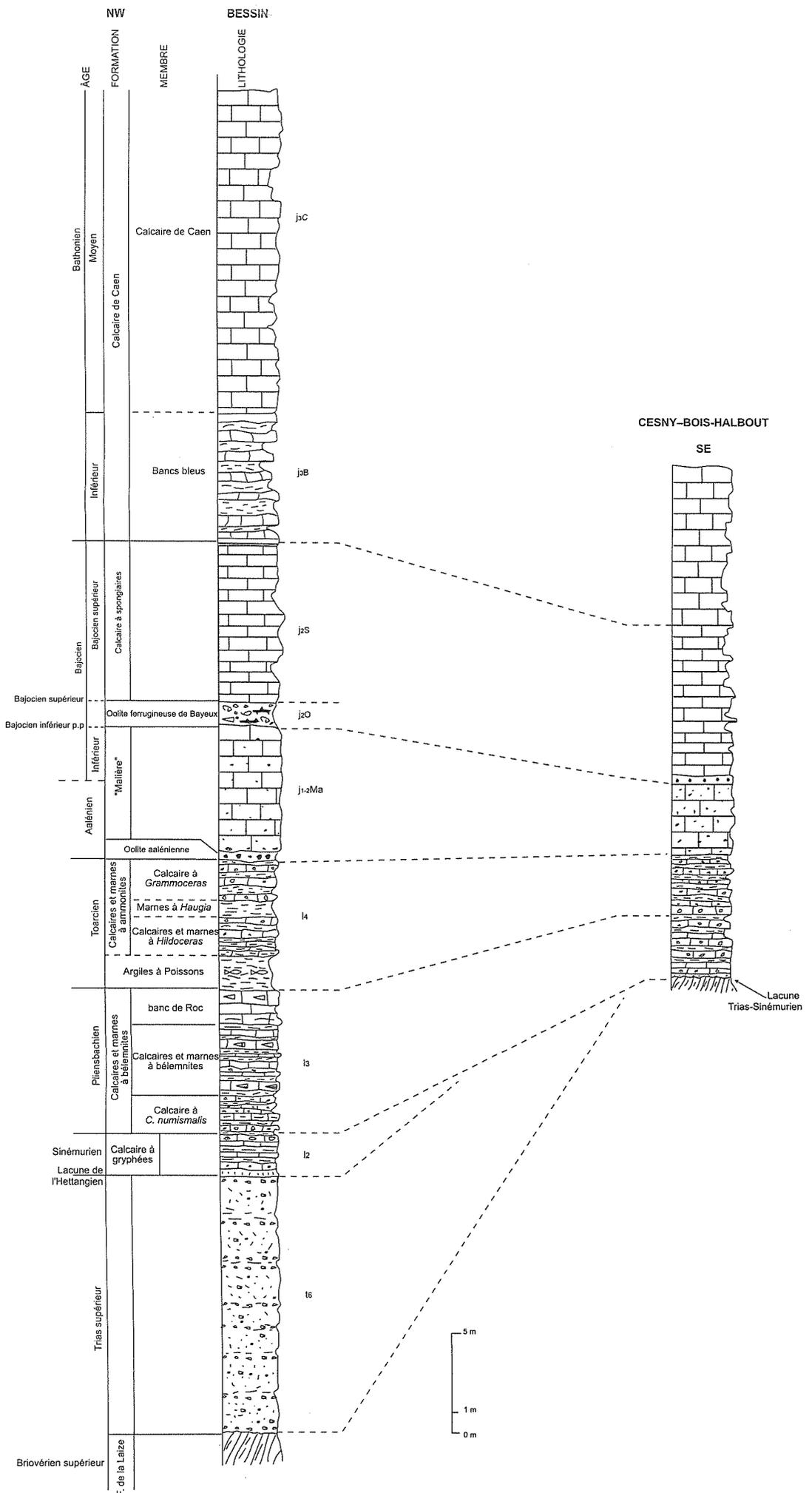


Fig. 6 - Logs synthétiques du Mésozoïque de la feuille Villers-Bocage, dans le Bessin au Nord-Ouest et dans la région de Cesny-Bois-Halbout au Sud-Est (P. Maurizot)

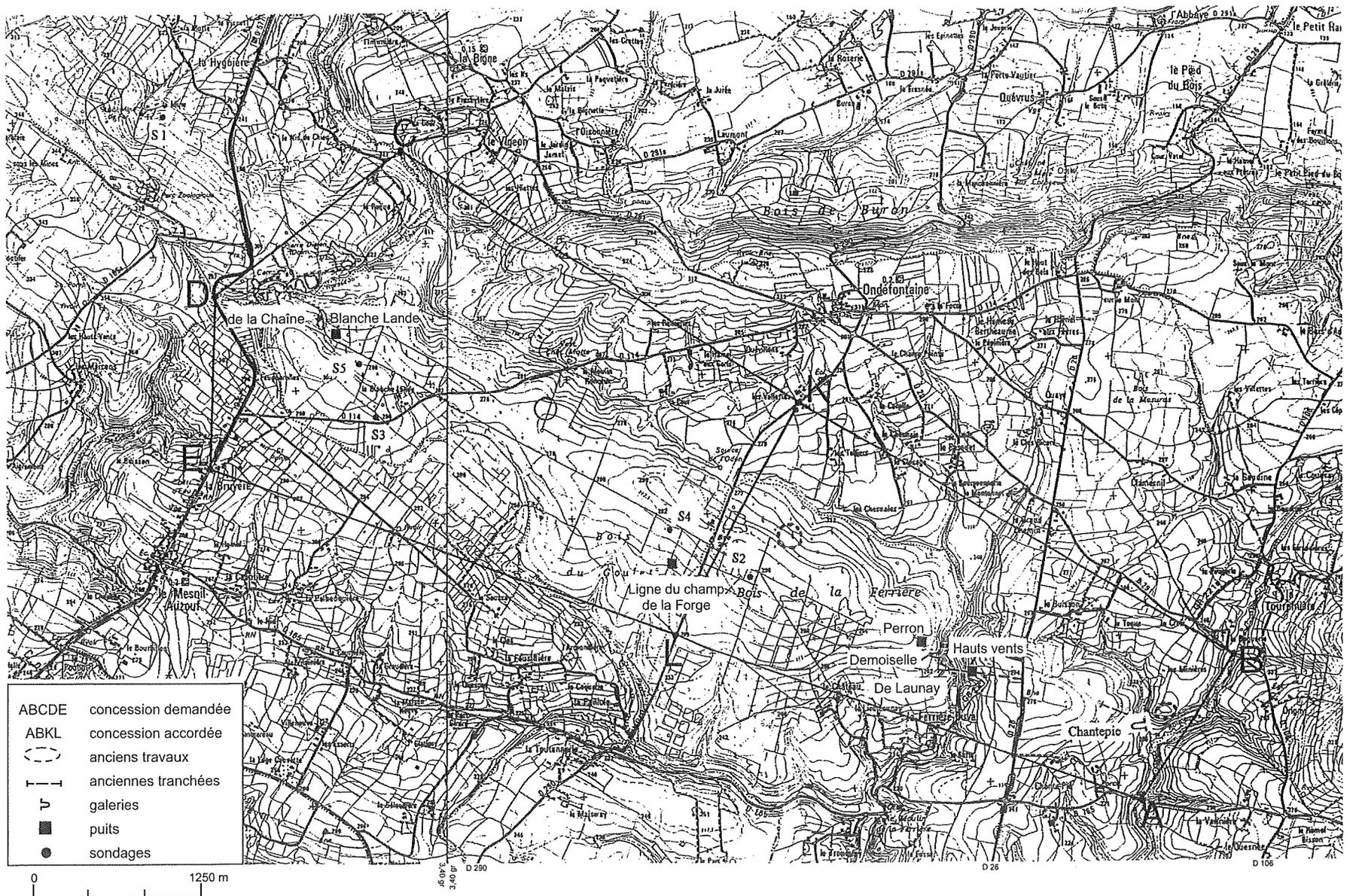


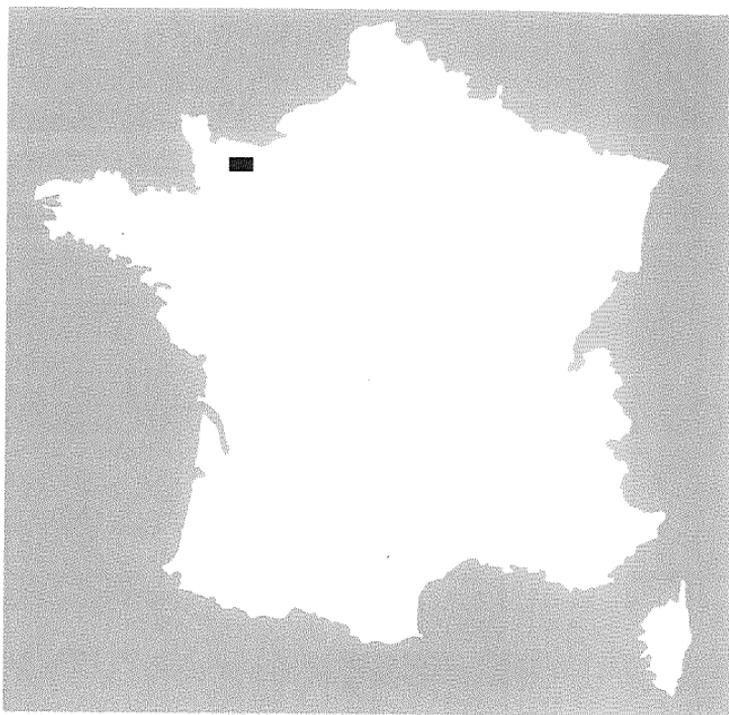
Fig. 5 - Concession des mines de fer de Ondefontaines. Toponymie et localisation des principaux travaux réalisés dans la formation des Schistes d'Urville (Maurin, 2000)

Légende

- 1 - Puits Central
 - 2 - Puits de Saint-André
 - 3 - Sortie de niveau B
 - 4 - Puits de Verrières
 - 5 - Puits Urbain-le-Verrier
 - 6 - Station de pompage
 - 7 - Puits de Rocquencourt (pompage)
 - 8 - Descenderie de La Hogue
 - 9 - Puits d'Arcourt
 - 10 - Descenderie de l'Orne
 - 11 - Sortie niveau I
 - 12 - Sortie Bully
 - 13 - Ancienne carrière du Diguët (Grès de May, flanc nord)
 - 14 - Carrière d'Étavaux (Grès feldspathiques, flanc nord)
 - 15 - Ancienne carrière Guérin (Grès de May, flanc sud)
 - 16 - Ancienne carrière de Mège (Grès de May, flanc sud)
 - 17 - Ancienne carrière de Bully (Grès feldspathiques, flanc sud)
 - 18 - Ancienne carrière des silos (Grès de May, flanc sud)
 - 19 - Ancienne carrière Houel-Cavatte
-
- A** - Concession de Saint-André
 - B** - Concession de Maltot
 - C** - Concession de Bully
 - D** - Concession de May-sur-Orne
-
- Limites de concessions
 - - - Limite des travaux



Fig. 25 - Emplacement des différents puits et descenderies des concessions de May-sur-Orne, Saint-André, Maltot et Bully. Emplacement et noms des différentes carrières situées au Sud de Caen dans la vallée de l'Orne.



VILLERS-BOCAGE

La carte géologique à 1/50 000
VILLERS-BOCAGE est recouverte
par la coupure CAEN (N° 29)
de la Carte géologique de
la France à 1/80 000

Balleroy	Bayeux- Courseulles- sur-Mer	Caen
Torigni- sur-Vire	VILLERS- BOCAGE	Mézidon
Vire	Condé-sur- Noireau	Falaise