

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

# BAYEUX- COURSEULLES- SUR-MER

par

P. MAURIZOT, J.-P. AUFFRET, S. BAIZE,  
J.-P. DEROIN, O. DUGUÉ, G. FILY,  
J. LE GALL, F. LELIEPAULT, B. MAZENC,  
J. PELLERIN

## BAYEUX-COURSEULLES-SUR-MER

La carte géologique à 1/50 000  
BAYEUX-COURSEULLES-SUR-MER est recouverte  
par la coupure CAEN (N° 29)  
de la Carte géologique de  
la France à 1/80 000



Grandcamp- Maisy		
Balleroy	BAYEUX- COURSEULLES- SUR-MER	Caen
Torigni- sur-Vire	Villers- Bocage	Mézidon

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,  
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE  
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,  
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
BAYEUX - COURSEULLES-SUR-MER  
À 1/50 000**

*par*

**P. MAURIZOT, J.-P. AUFFRET, S. BAIZE, J.-P. DEROIN,  
O. DUGUÉ, G. FILY, J. LE GALL, F. LELIEPAULT, B. MAZENC,  
J. PELLERIN**

**2000**

*Editions du BRGM  
Service géologique national*

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

*-pour la carte* : MAURIZOT P., PELLERIN J., LE GALL J., AUFFRET J.-P. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer (119). Orléans : BRGM. Notice explicative par MAURIZOT P. et *al.* (2000), 151p.

*-pour la notice* : 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). Orléans : BRGM, 151p. Carte géologique par MAURIZOT P. et *al.* (2000).

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

ISBN : 2-7159-1119-X

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>RÉSUMÉ - ABSTRACT</b>	7-8
<b>INTRODUCTION</b>	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	16
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	16
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	21
<b>Briovérien supérieur</b>	21
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	26
<b>Cambrien</b>	26
<b>Ordovicien</b>	28
<b>Roches filoniennes</b>	28
<i>DONNÉES DE SONDAGES SUR LE SOCLE</i>	29
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	32
<b>Trias</b>	32
<b>Jurassique inférieur : Lias</b>	34
<b>Jurassique moyen : Dogger</b>	47
<i>CÉNOZOÏQUE - QUATERNAIRE</i>	79
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION</i>	84
<b>Formations d'altération</b>	84
<b>Formations d'épandages</b>	88
<b>Formations alluviales des vallées</b>	90
<b>Formations éoliennes</b>	93
<b>Formations superficielles non cartographiées</b>	94
<i>FORMATIONS LITTORALES ET MARINES</i>	95
<i>FORMATIONS ANTHROPIQUES</i>	98
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	98
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	107
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	113
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	113

<i>ELEMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	<b>114</b>
<i>RISQUES NATURELS</i>	<b>115</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>118</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>126</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>128</b>
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>128</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>128</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>129</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>138</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>141</b>
<i>ANNEXE 1 - SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS UTILISÉS POUR LES COUPES DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE JURASSIQUE</i>	<b>143</b>
<i>ANNEXE 2 - CHRONOSTRATIGRAPHIE DU PLÉISTOCÈNE DE LA FRANCE SEPTENTRIONALE</i>	<b>144</b>
<i>ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S</i>	<b>145</b>

### *Liste des figures*

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien	<b>10</b>
Fig. 1bis - Log synthétique des formations briovériennes et paléozoïques rencontrées sur la feuille Bayeux - Courseulles 20	
Fig. 2 - Esquisse paléogéographique du domaine est-armoricain au Briovérien supérieur avec les types de sédiments et les directions de paléocourants	<b>22</b>
Fig. 3 - Courbes de distribution des terres rares des filons doléritiques de la carte étudiée montrant l'affinité de tholéiite continentale du magmatisme filonien	<b>30</b>
Fig. 4 - Données gravimétriques et de sondages sur le socle dans l'emprise de la feuille Bayeux - Courseulles	<b>31</b>
Fig. 5 - Coupes stratigraphiques synthétiques de la série jurassique dans le Bessin et dans la Campagne de Caen	<b>(Dépliant hors-texte)</b>
Fig. 6 - Coupe stratigraphique synthétique de la série jurassique au SW de Caen	<b>(Dépliant hors-texte)</b>
Fig. 7 - Découpage stratigraphique des séries du Lias dans le Calvados	<b>38</b>

Fig. 8 - Coupe stratigraphique du Pliensbachien et du Toarcien au Sud de Bretteville-sur-Odon	40
Fig. 9 - Coupe stratigraphique du Toarcien et de l'Aalénien, au Sud de Bretteville-sur-Odon	42
Fig. 10 - Isobathes de la base du Toarcien dans l'emprise de la feuille Bayeux - Courseulles	46
Fig. 11 - Coupe stratigraphique de l'Aalénien et du Bajocien, au pont de Bretteville-sur-Odon	48
Fig. 12 - Découpage stratigraphique des séries de l'Aalénien et du Bajocien du Bessin	49
Fig. 13 - Isobathes de la base de l'Oolite ferrugineuse bajocienne dans l'emprise de la feuille Bayeux - Courseulles	56
Fig. 14 - Découpage stratigraphique des formations bathoniennes dans le Bessin et la Campagne de Caen	59
Fig. 15 - Isobathes du sommet des Marnes ferrugineuses de Port-en-Bessin dans l'emprise de la feuille Bayeux - Courseulles	61
Fig. 16 - Coupe synthétique et stratigraphique séquentielle de la falaise orientale de Port-en-Bessin	63
Fig. 17 - Coupe synthétique dans le Calcaire de Caen	65
Fig. 18 - Corrélation des coupes du Bathonien moyen de Saint-Pierre- du-Mont à Tracy	69
Fig. 19 - Corrélation des coupes du Bathonien supérieur entre Saint-Aubin-sur-Mer et la Basse-Écarde	77
Fig. 20 - Coupe de la sablière de Saint-Vigor	81
Fig. 21 - Coupes synthétiques : A - à travers le Marais de Meuvaines (zone est) ; B - dans la zone de Saint-Côme - Asnelles (zone ouest)	97
Fig. 22 - Dynamique de la sédimentation du Jurassique moyen sur la bordure occidentale du bassin de Paris	102
Fig. 23 - Extrait simplifié de la carte hydrogéologique du Calvados	119
Fig. 24 - Historique de l'enregistrement piézométrique de la nappe bathonienne à Saint-Contest	121
Fig. 25 - Historique de l'enregistrement piézométrique de la nappe bajocienne à Martragny	125

### *Liste des tableaux*

Tabl. 1 - Correspondance entre unités cartographiques et ensembles chronostratigraphiques de la période Aalénien - Bajocien	<b>47</b>
Tabl. 2 - Types d'occupation biophysique des terres sur la coupure 1/50 000 Bayeux - Courseulles-sur-Mer	<b>113</b>
Tabl. 3 - Principales secousses telluriques recensées dans la région depuis 1000 ans	<b>117</b>
Tabl. 4 - Principales caractéristiques de quelques ouvrages AEP sur la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer	<b>122</b>
Tabl. 5 - Principales données sur l'aquifère du Bajocien	<b>123</b>
Tabl. 6 - Principales caractéristiques des ouvrages situés dans l'aquifère du Trias	<b>124</b>

## RÉSUMÉ

Cette première édition de la carte géologique Bayeux - Courseulles-sur-Mer à l'échelle du 1/50 000 fait suite aux précédentes éditions de la feuille Caen à 1/80 000. Par rapport à la dernière édition du 1/80 000 (contours de 1938 et notice revue en 1962), elle apporte un progrès important dans le détail de la cartographie des différentes formations et dans l'affinement de leurs découpages stratigraphiques. Elle fait, en outre, la synthèse de nombreuses connaissances accumulées après les années 60, principalement par le Département de Géologie de l'université de Caen, pour le substrat, et le Centre de Géomorphologie du CNRS, pour les formations quaternaires et superficielles.

La feuille recouvre les régions naturelles du Bessin, à l'Ouest et de la Campagne de Caen, à l'Est, entre les villes de Bayeux et de Caen. Les formations géologiques y sont essentiellement représentées par des couches sédimentaires marines d'âge mésozoïque appartenant à la bordure occidentale du bassin anglo-parisien, transgressives sur un socle ancien qui n'affleure que dans quelques rares boutonnières en fond de vallée.

Sur le bâti ancien du Massif armoricain, structuré par les cycles cadomien puis hercynien, ce domaine se comporte durant le Mésozoïque comme une bordure soumise aux variations du niveau marin qu'elles soient d'origines épirogéniques ou eustatiques. Après un premier comblement des points bas durant le Trias, la conquête de la mer jurassique, vers le Sud et l'Ouest, s'affirme petit à petit, au cours de trois grands cycles de transgression de plus en plus large. Tout d'abord, durant le Lias, puis au Bajocien, enfin au cours du Bathonien. Les formations déposées sont essentiellement calcaires dans la Campagne de Caen et plus argileuses dans le Bessin. De nombreux niveaux fossilifères, dont l'épaisseur n'excède parfois pas plus d'un mètre, peuvent se retrouver avec une grande continuité. La zone étudiée se place à la charnière entre un domaine à tendance de mer ouverte au Nord, se raccordant au sillon marneux péri-armoricain, et un domaine côtier parsemé d'écueils au Sud.

La carte géologique Bayeux - Courseulles-sur-Mer a le privilège, avec sa voisine à l'Ouest (Grandcamp-Maisy), de recouvrir les formations qui ont permis la définition de l'étage Bajocien (Bayeux se dit Bajoce en latin). De nouveaux travaux d'aménagement ont permis de constituer une nouvelle coupe de référence au Sud de la ville de Caen.

Les témoins de formations d'âge crétacé à cénozoïque sont difficilement déchiffrables dans cette zone d'étude, mais quelques nouveaux indices permettent de penser qu'ils sont bien présents. Ainsi durant toute cette période, aurait été façonnée une surface polygénique où les processus d'altération prédominaient.



Cette surface est morcelée à la période charnière Cénozoïque - Mésozoïque qui voit le retour d'incursions marines et le dépôt de sable, coincés dans des structures du socle réactivées.

S'ébauche alors progressivement, après différentes retouches, le paysage naturel actuel. Le réseau hydrographique s'enfonce petit à petit dans la couverture sédimentaire mésozoïque ; à partir du Pléistocène moyen, il est bien exprimé. Les périodes froides périglaciaires voient les dépôts de lœss (ils recouvrent près de la moitié de la surface cartographiée) entraînés depuis la Manche exondée en période pléniglaciaire.

### **ABSTRACT**

This first edition of the 1:50,000 Bayeux - Courseulles-sur-Mer geological map succeeds previous editions of the Caen 1:80,000 sheet. Since the last edition of the 1:80,000 map (outline survey 1938 and reviewed 1962), significant progress has been made in the detailed mapping of the various formations and in refining their division into stratigraphic units. It also incorporates a great deal of knowledge accumulated since the 1960s, mainly by the Geology Department of the University of Caen for the bedrock and the Centre de Géomorphologie at the CNRS for the Quaternary and drift deposits.

The sheet covers the geographical areas known as the Bessin (to the west) and the Campagne de Caen (to the east), between the cities of Bayeux and Caen. The geological formations found there are mostly sedimentary Mesozoic rocks belonging to the western edge of the anglo-parisian basin, deposited transgressively over an ancient basement which only crops out in a few eroded anticlinal folds in valley bottoms.

Building on the old rocks of the Armorican massif, with its structure formed by the Cadomian and then Hercynian cycles, during the Mesozoic this area formed a continental margin subjected to variations in sea level of epirogenic or eustatic origin. After the low points had first been filled in during the Trias, the Jurassic sea gradually covered the land towards the south and west in three major transgression cycles of increasing size, during the Lias, the Bajocian, and finally the Bathonian. The formations deposited are mostly calcareous in the Campagne de Caen and more argillaceous in the Bessin. A large number of fossiliferous beds can be found with a high level of continuity over the area, some only a metre or so thick. The area covered by the map is located at the transition between a domain tending to open sea towards the north (linked with the marly peri-Armorican trough), and a coastal domain with scattered reefs to the south.

Along with the neighbouring sheet to the west (Grandcamp-Maisy), the Bayeux - Courseulles-sur-Mer geological map covers the actual formations used to define the Bajocian stage ('Bajoce' was the Latin name for Bayeux). Recent construction work has allowed a new reference section to be compiled to the south of the city of Caen.

Evidence of formations from Cretaceous to Cenozoic age is difficult to detect in the area covered, but recent information suggests that they are present. During this period, a polygenic peneplain was formed where weathering processes predominated.

This surface was broken up during the Cenozoic - Mesozoic transition period which saw the return of marine incursions and the deposition of sand, trapped in reactivated basement structures.

The current landscape then gradually took shape. The drainage pattern eroded into the Mesozoic sediments, reaching its full extent by the mid-Pleistocene. Colder periglacial periods saw the deposition of loess (covering almost half of the map area) blown from the English Channel, which was exposed during the glacial maximum.

## *INTRODUCTION*

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La coupure géologique Bayeux - Courseulles-sur-Mer, située sur le littoral bas-normand, entre les villes de Caen et Bayeux, s'étend sur deux coupures IGN 1/50 000, série orange : Bayeux n° 1512 et Courseulles-sur-Mer n° 1511 (feuilles série bleue 1/25 000 n° 1512 Est et-Ouest). Les régions naturelles couvertes sont le Bessin, à l'Ouest, et la Campagne de Caen, à l'Est, toutes deux, zones de grands plateaux recouverts de limons, faiblement inclinés vers le Nord et l'Est où ils s'interrompent le plus souvent par une falaise littorale. La diversité des paysages de cette région de Basse-Normandie est contrôlée par la nature de leur substrat. Le Bessin, où les sols argileux imperméables prédominent (socle, Trias, argiles à silex, Marnes de Port-en-Bessin), offre de fréquentes zones d'herbages propices à l'élevage, tandis que la Campagne de Caen, où les calcaires sont en abondance, présente un paysage de grandes cultures céréalières sur de vastes parcelles où les haies sont généralement exclues. L'élevage n'y a qu'une place secondaire.

Ces ensembles sont partiellement disséqués par quelques vallées encaissées et sinueuses (Seulles, Aure, Mue, Odon et Orne) où les paysages sont plus variés. Ces cours d'eau sont généralement tributaires de la Manche. Dans le Sud de la feuille, l'encaissement des cours d'eau fait apparaître

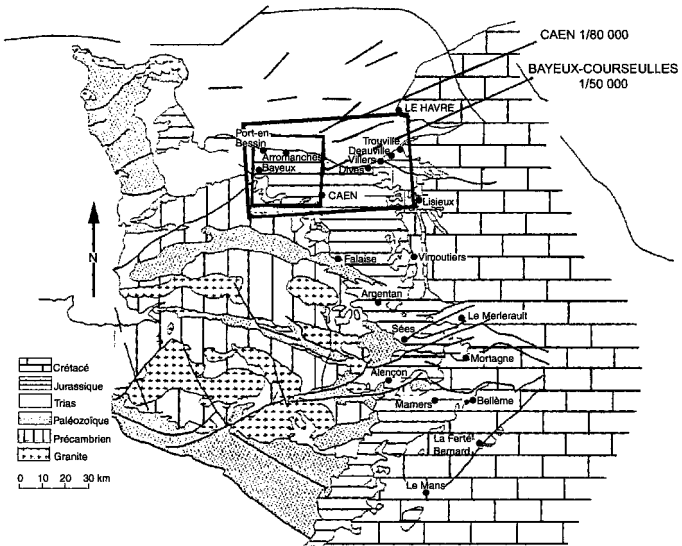


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien (d'après Dugué et *al.*, 1977)

quelques affleurements du socle : Briovérien schisteux à la morphologie molle et synclinaux paléozoïques riches en niveaux de quartzite, en relief.

L'activité industrielle se concentre surtout sur l'agglomération de Caen. Le point culminant, dans l'angle sud-ouest de la feuille, près de Longraye, est de 133 m.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La région couverte appartient à la bordure méridionale du bassin anglo-parisien (fig. 1) qui s'étire sur 300 km depuis le Maine jusqu'à l'Oxfordshire anglais. Sur le bâti ancien du Massif armoricain, structuré par les cycles cadomien puis hercynien, ce domaine se comporte, durant le Mésozoïque, comme une bordure passive sur laquelle des dépôts sédimentaires, essentiellement carbonatés, enregistrent des pulsations épirogéniques ou eustatiques. Deux grandes structures tectoniques permanentes, l'Éperon du Perche à tendance positive, et le Sillon marneux péri-armoricain, à tendance négative, contrôlent la sédimentation et les échanges fauniques au cours du Jurassique (Dugué et *al.*, 1997) sur cette bordure. L'Éperon du Perche, de direction E-W, 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, et constitue un barrière hydrodynamique entre les 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. Le Sillon marneux péri-armoricain, qui rejoint la Manche centrale à la Baie de Seine puis au Pays de Caux, est, quant à lui, un héli-graben subsident durant le Jurassique, ouvert sur l'Atlantique nord qui isole partiellement le bloc armoricain du reste du bassin anglo-parisien. Il est caractérisé par des séries épaisses et terrigènes.

Les formations jurassiques, qui recouvrent en discordance les formations précambriennes et paléozoïques, représentent l'essentiel des terrains de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer. Le contact actuel entre bassin anglo-parisien et Massif armoricain correspond à une limite d'érosion, la couverture mésozoïque ayant été progressivement décapée depuis le Tertiaire jusqu'au Quaternaire.

Les témoins des périodes crétacée et tertiaire sont discrets et difficiles à interpréter, comme ils le sont d'ailleurs 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 puis le cortège

des formations fluviatiles et périglaciaires qui sont venus compléter le paysage géologique actuel.

Sur le territoire de la feuille, le socle ne s'observe qu'à la faveur de quelques vallées (Odon, Seullès et Aure). Les terrains précambriens sont représentés par une très puissante série schisto-gréseuse, en bancs redressés, se rapportant au groupe supérieur du Briovérien (Protérozoïque supérieur) admettant localement des passées conglomératiques ou microconglomératiques. Les formations paléozoïques, d'extensions très réduites, se résument, pour l'essentiel, à une épaisse série cambrienne de grès feldspathiques et d'arkoses appartenant au flanc sud du synclinal varisque de May-sur-Orne. Dans son ensemble, le socle est donc constitué par une série schisteuse précambrienne en dépression, de direction structurale cadomienne dominante NE-SW, sur laquelle sont conservées des structures synclinales paléozoïques discordantes d'orientation E-W à NW-SE formant relief. Ces structures hautes déterminent, au Sud de la feuille, une série d'écueils, traits paléogéographiques d'importance pour toute la suite de l'histoire géologique de cette région.

Premiers dépôts d'âge mésozoïque, les terrains continentaux triasiques remplissent les points bas du paysage post-hercynien. Ils ne se rencontrent qu'au Sud-Ouest de la feuille. Mais l'essentiel de la couverture mésozoïque est représenté par des formations sédimentaires marines s'étageant du Lias au Jurassique moyen. Elles forment, actuellement, de grands plateaux monoclinaux à faible pendage général de direction NNE vers la baie de Seine. Alors que le Bessin présente des séries plus terrigènes et plus épaisses, la Campagne de Caen offre des faciès plus carbonatés. Au Sud de la feuille, des séries plus réduites et des faciès plus condensés témoignent de la transgression progressive de l'écueil constitué par le synclinal paléozoïque de May-sur-Orne. La terminaison nord-ouest de celui-ci se trouve au Sud de la feuille, dans le secteur de Fontaine-Étoupefour, Mouen, Tourville-sur-Odon. Mais, pour l'essentiel, les formations jurassiques, représentées dans le cadre de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer, sont d'une grande régularité à l'échelle régionale. Des niveaux, dont l'épaisseur n'est que de l'ordre du mètre, peuvent se suivre avec une remarquable continuité et sans grand changement pendant plusieurs dizaines de kilomètres. Il en est ainsi du banc de Roc pliensbachien, des horizons oolitiques ferrugineux aalénien et bajocien ou des différents niveaux de « caillasses » bathoniennes.

La zone concernée par cette coupure a le privilège de recouvrir les formations du Jurassique moyen qui ont contribué à la définition de l'étage Bajocien. Les fossiles de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux, site éponyme (Bajoce en latin) étaient connus dès le début du XIX<sup>e</sup> siècle. Mais il revient à A. d'Orbigny (1852) de définir l'étage. Le stratotype actuellement reconnu est cependant situé sur la feuille voisine Grandcamp-Maisy

(Fily *et al*, 1989). La révision du stratotype a été entreprise par M. Rioult à partir de 1962.

Le Cénozoïque est le grand absent de la zone d'étude. Les témoins de cette époque sont sans doute plus à rechercher dans des produits d'altération que dans de véritables dépôts.

Les Sables de Saint-Vigor se rattachent à un ensemble d'âge plio-pléistocène, largement plus développé dans le Cotentin, mais qui n'a pas été reconnu sur une même verticale. Ces dépôts sableux, épais, mais de localisation étroite, témoignent de la dernière transgression marine importante dans cette région.

L'histoire quaternaire est caractérisée par l'individualisation progressive du réseau hydrographique qui s'est encaissé à partir de la surface d'érosion prépliocène, et qui a laissé plusieurs nappes alluviales en témoignage. Une forte empreinte périglaciaire affecte ce milieu au cours du Quaternaire et impose le modelé morphologique final. Les lœss, qui occupent plus de 50 % de la superficie cartographiée, constituent un des traits les plus importants du paysage géologique et géomorphologique actuel.

## *TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

### **Travaux antérieurs**

Les premières connaissances lithostratigraphiques sur le Jurassique normand sont dues à G. de Gerville (1814, 1817), M. Hérault (1832) et A. de Caumont (1828) qui dressera la première carte géologique du Calvados. Plus tard, A. d'Orbigny (1849) a pris de nombreuses fois ses exemples de référence en Normandie pour les étages du Jurassique (Rioult *et al*, 1975a), notamment pour la définition de l'étage Bajocien, dont le site éponyme est la ville de Bayeux (Bajoce en latin). La lignée des Eudes-Deslongchamps (J.-A. Eudes-Deslongchamps 1836, 1838, 1868 et son fils E. Eudes-Deslongchamps 1865), puis A. Bigot, apporteront une contribution très importante à la connaissance de la stratigraphie normande et établiront les bases du découpage stratigraphique des terrains jurassiques de cette zone. A. Bigot participera, notamment, à de nombreuses cartes géologiques à l'échelle du 1/80 000, de 1892 à 1940, dont celle de Caen qui englobe la feuille de Bayeux - Courseulles-sur-Mer. On peut dire que l'essentiel des contours des grandes formations de la couverture d'âge secondaire de la Normandie sont connus de manière satisfaisante dès cette époque. Après le découpage vertical, stratigraphique, viendra, à partir de 1930, le moment d'étudier les variations latérales et l'établissement du zonage paléogéographique. D'abord avec L. Dangeard, puis pour l'époque contemporaine avec l'œuvre de révision considérable de

M. Rioult (1968a, b). Dans une période plus récente, G. Fily, à partir de 1974, s'attachera à synthétiser les connaissances sur la période bathonienne.

La feuille géologique Caen à l'échelle du 1/50 000 est toute entière incluse dans l'ancienne feuille à 1/80 000 Caen (fig. 1) réalisée par Lodin et Lecornu (1883 à 1886) pour la première édition, puis par A. Bigot pour la deuxième (1907 à 1913) et la troisième édition (1936), enfin par C. Pareyn et M. Rioult pour la refonte des notices explicatives dans la quatrième édition.

### **Conditions d'établissement de la carte**

Les levés géologiques de l'édition actuelle à l'échelle du 1/50 000 ont été effectués de 1996 à 1998 dans le cadre du lever systématique de la carte géologique de la France, mission confiée au Service géologique national du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) :

- pour les formations mésozoïques et superficielles, par P. Maurizot, ingénieur-géologue au BRGM ;
- pour les formations superficielles, les levés ont bénéficié et se sont appuyés sur une première cartographie (1993) et la rédaction d'une notice, effectuée par J. Pellerin, ingénieur au Centre de Géomorphologie du CNRS ;
- pour les formations du socle, par J. Le Gall, maître de conférences au Département de Géologie de l'université de Caen, Basse-Normandie ;
- pour le plateau continental, par J.-P. Auffret, maître de conférences au Département de Géologie de l'université de Caen, Basse-Normandie.

L'ensemble des levés a été coordonné par P. Maurizot, en étroite collaboration avec le Groupe d'Etudes en Géosciences et Environnement Régional de l'université de Caen, Basse-Normandie et le Centre de Géomorphologie du CNRS, avec notamment des contributions de G. Fily (paléontologie et stratigraphie du Bathonien), O. Dugué (coupes du Jurassique inférieur entre Bretteville-sur-Odon et Eterville), P. Gigot (vues aériennes), R. Chirat (paléontologie du Lias au Bajocien), S. Baïze (Sables de Saint-Vigor). Les chapitres spécifiques suivants ont été rédigés pour l'hydrogéologie, par B. Mazenc (BRGM, directeur du Service géologique régional de Basse-Normandie), pour les matériaux, par J.-P. Deroïn (BRGM, géologue régional du Service géologique régional de Basse-Normandie).

Les levés du secteur situé entre Bayeux, Ver-sur-Mer et le littoral se sont appuyés sur un travail cartographique de F. Leliépault, stagiaire du Département de Géologie de l'université de Caen, en 1996.

Les apports de cette nouvelle cartographie par rapport à la dernière édition de 1962 (feuille Caen à l'échelle du 1/80 000) sont :

**Pour le socle :**

- l'analyse détaillée des terrains briovériens avec individualisation et cartographie de quatre lithofaciès ;
- la mise en évidence de filons doléritiques injectant les terrains briovériens ou paléozoïques et appartenant à l'histoire varisque ;
- la cartographie des éléments structuraux (schistosité, fractures) du socle armoricain.

**Pour la couverture :**

- un affinement du découpage stratigraphique et biostratigraphique qui se traduit, entre autres, pour la pile jurassique, par le passage des 10 formations de l'ancien 1/80 000 à 17 formations dans le nouveau 1/50 000 ;
- le levé d'une nouvelle coupe de référence allant du Lias à l'Aalénien, au Sud de Caen, entre Bretteville-sur-Odon et Éterville, à l'occasion des travaux d'aménagement du périphérique sud ;
- une meilleure connaissance du contexte paléogéographique et sédimentologique des formations mésozoïques ;
- la mise en évidence de structures cassantes majeures.

**Pour les formations superficielles et quaternaires :**

- une reconnaissance beaucoup plus poussée des formations superficielles et d'altération et une intégration dans leur contexte régional et dans l'histoire quaternaire normande.

Au niveau régional on pourra consulter avec profit les auteurs contemporains suivants, selon les thématiques envisagées :

- F. Doré, L. Dupret, J. Le Gall, Y. Verhnet, pour le socle ;
- M. Rioult, pour le Lias et le Bajocien ;
- M. Rioult, G. Fily, pour le Bathonien ;
- J. Pellerin, J.-P. Coutard, J. Lautridou, pour les formations superficielles et quaternaires.

La Banque de données du Sous-Sol (BSS) a fourni une quantité importante de sondages (208) apportant une part d'information non négligeable dans le travail réalisé. La forte demande d'alimentation en eau entre les cités de Caen, Bayeux et de leurs villages satellites, est à l'origine de cette grande densité de ces ouvrages forés dans les aquifères bajociens et bathoniens. Les données sont cependant d'inégales valeurs et doivent être interprétées avec prudence, la plupart de ces forages étant réalisés en destructif, sans carottage. Les dossiers relatifs à ces sondages sont archivés au Service géologique régional de Basse-Normandie où ils sont consultables.



## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **GÉOLOGIE MARINE**

#### **Morphologie sous-marine**

Faiblement inclinés vers le Nord, les fonds atteignent une vingtaine de mètres sous les plus basses mers à la limite septentrionale de la feuille. Leur morphologie est très monotone et le seul relief notable forme les platiers rocheux, littoraux et sous-marins, au pied des falaises côtières.

Ce littoral est globalement soumis à l'érosion côtière bien que la continuité des falaises du Bessin, à l'Est, et du Calvados, à l'Ouest, soit interrompue au milieu de la feuille par l'étroite plaine côtière de Ver-sur-Mer dont la plage est bordée d'un maigre cordon dunaire.

La paléovallée sous-marine de la Seules franchit en cluse le plateau du Calvados, par deux cours étroits successifs encaissés d'une dizaine de mètres.

Le "bed rock" a été observé vers - 10 m NGF à la sortie de l'estuaire. Plus au Nord, le comblement alluvial efface la paléovallée de la morphologie de la plate-forme de la baie de Seine, mais son cours reste observable en sismique et se raccorde vers - 45 m NGF au confluent avec la paléo-Seine.

#### **Géologie du substrat rocheux sous-marin**

Le substrat rocheux est recouvert, au large, de dépôts meubles holocènes. Il affleure cependant sur la proche frange côtière, formant la plate-forme littorale à écueils des Rochers du calvados et des Essards de Langrune où affleurent les faciès calcaires et marno-calcaires de la Pierre de Ranville, la

Caillasse de la Basse-Écarde et la Pierre de Langrune, du Bathonien supérieur. La cartographie repose donc ici principalement sur l'interprétation structurale des profils de sismique réflexion existants, peu nombreux et de pénétration réduite en raison de la faible profondeur d'eau, confrontée au résultat des dragages réalisés antérieurement par C. Larssonneur (1971). Les obstacles à la navigation entraînent l'absence d'informations à l'approche du littoral ; le "fit" entre les contours côtiers et sous-marins doit donc être proposé en pointillés même en l'absence de couverture des affleurements.

#### **Remarques structurales**

Le pendage régional est faible et régulier, de l'ordre de 0,5° vers le Nord-Est. La série est affectée de déformations à très large courbure, d'axe NE-SW au large et subparallèle à la côte, à proximité de celle-ci. Un réseau de

failles normales de directions principales N65° et N40°, découpe la structure subhorizontale de la plate-forme sous-marine en compartiments à faible rejet, en touches de piano. L'inversion structurale pyrénéo-alpine se manifeste principalement par quelques plis de faible amplitude, pincés contre ces failles. La limite sous-marine septentrionale de l'affleurement des Marnes de Port sur le platier, entre Longues et Courseulles, n'est pas connue. Malgré la faiblesse des arguments, elle a été représentée par une faille normale E-W, conjuguée à la faille des Hachettes, pour cohérence avec la feuille Grancamp-Maisy, à l'ouest.

### **Analyse sismo-stratigraphique**

La connaissance de la série sédimentaire sous-marine repose sur l'analyse des profils sismiques ; la série comporte trois unités principales à fort contraste de signature acoustique :

- à la base, des réflexions de haute fréquence et de forte continuité sont attribuables à la série des Marnes de Port-en-Bessin ;
- elles sont suivies en concordance des Calcaires du Bessin représentés par des réflexions progradantes, de faible continuité latérale, indiquant un milieu de dépôt de forte énergie, s'achevant par un réflecteur continu représentant probablement une surface durcie ;
- la série suivante est de signature fréquentielle hétérogène et représente probablement les « Pierres et Caillasses » du Bathonien supérieur.

Dans la série des Calcaires du Bessin, deux unités successives peuvent être distinguées. Elles sont séparées par une discordance angulaire relevant probablement d'un changement de direction des paléocourants ; mais l'absence de profils à proximité du littoral n'a pas permis de figurer ce contact sur carte.

### **Couverture des dépôts meubles holocènes : nature et répartition des dépôts**

Dans l'ensemble, la couverture de dépôts meubles holocènes est mince, généralement inférieure à 1 m, sauf au niveau du banc des « Ridins de Meuvaines », situé dans le coin nord-ouest de la feuille, où de longues dunes sableuses sous-marines ont une élévation de quelques mètres.

La répartition des dépôts est l'expression de différentes dynamiques de transport des particules selon leur granulométrie.

## **Composition et granulométrie des dépôts**

Les dépôts comportent :

- une fraction terrigène d'origine ancienne, lithoclastique, très évoluée, provenant de l'érosion sub-aérienne des roches sous climat périglaciaire se mêlant aux apports fluviaux et éoliens ;
- une fraction organogène d'âge holocène, débris coquilliers (bivalves surtout) et algaires (Maerl) produits et déposés au cours de la période post-glaciaire.

La nomenclature utilisée décrit le faciès sédimentaire du dépôt par la juxtaposition de trois mots, l'un indiquant la teneur en coquilles et les autres successivement, les deux classes granulométriques dominantes.

Le calcaire étant presque exclusivement d'origine organogène, on distingue des dépôts :

- lithoclastiques (moins de 30 % de  $\text{CaCO}_3$ ) ;
- litho-bioclastiques (de 30 à 50 %) ;
- bio-lithoclastiques (de 50 à 70 %) ;
- bioclastiques (plus de 70 %).

La classe granulométrique dominante définit (en principe) quatre catégories principales de dépôts : cailloutis, graviers, sables et vases. La proportion des pélites (vases) et les rudites (cailloutis et graviers) est cependant privilégiée dans cette nomenclature car leur influence sur la texture du dépôt n'est pas proportionnelle à leur teneur pondérale.

Les vases, même en faible proportion dans les sables, donnent des dépôts cohésifs et réducteurs. Les rudites ne constituent généralement qu'un pavage caillouteux recouvrant directement le "bed rock" ou des dépôts relictés hétérogènes, périglaciaires ou fluviaux. Les particules transportables sont vannées par la houle et le courant jusqu'à ce que la surface de ces dépôts soit armée d'un mince pavage protecteur s'opposant à cette érosion.

## **Dynamique sédimentaire et répartition des faciès de dépôt**

La distribution actuelle des sédiments résulte de l'action des courants de marée et de celle des houles.

L'action de la houle, capable de déplacer et de façonner les particules de toutes granulométries, s'exerce sur la frange côtière où l'observation des effets actuels éclaire certaines particularités de la distribution des dépôts sous-marins.

## **Les dépôts littoraux**

Les houles obliques dominantes, de secteur WNW, sont responsables d'une dérive littorale vers l'Est. De plus, la houle trie les sédiments dans le profil côtier. Les sables fins siliceux et les sablons sont vannés vers la basse plage et sa proche bordure sous-marine, tandis que les sables coquilliers plus grossiers et les graviers sont poussés vers la haute plage où ils se mêlent aux rudites lithoclastiques issues de l'érosion des falaises.

Cette dérive littorale mobilise un stock sédimentaire mobile utile à la défense côtière contre l'érosion qui, bien que modérée, menace l'ensemble littoral de cette feuille. De multiples ouvrages de défense cherchent donc à retenir ce flux des sables vers l'Est.

## **Les dépôts sous-marins**

Vers le large, les courants de marée transportent et déposent des sables et des suspensions, mais le bilan des flux sédimentaires de la transgression holocène est insuffisant pour assurer une couverture sableuse continue.

### **• Les sédiments polygéniques hétérométriques**

Les dépôts sableux grossiers (S12c) ou graveleux (S12b, Sb1b) représentent le produit d'un faible apport de sable, par la transgression, sur le stock des rudites, graviers et galets, issus de gélifraction de la surface d'érosion du "bed rock" bathonien au cours des périodes d'émersion pléistocènes. Ce matériel résiduel a été lessivé puis laissé sur place par les vagues lors de la montée de la ligne de rivage, à l'image du maigre cordon gravelo-caillouteux observé localement en haute plage.

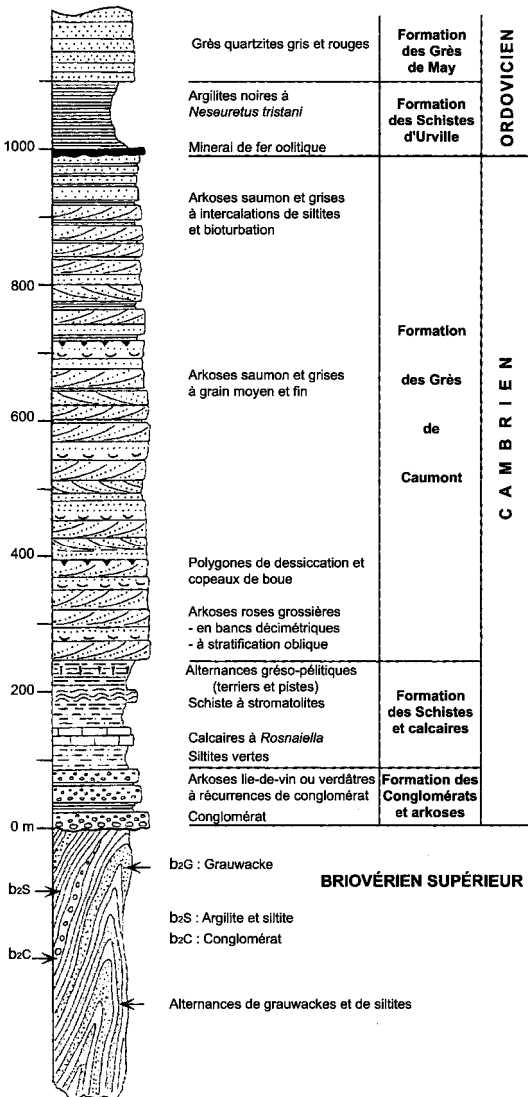
Au Nord de Courseulles, sur les fonds de 10 à 12 m, un cordon discontinu de graviers, de part et d'autre d'un lobe médian de cailloutis, représente les restes d'un cordon littoral poussé par la transgression holocène au pied de la falaise fossile sous-marine limitant au Nord la plate-forme à écueils des rochers du Calvados.

### **• Les sédiments homogènes**

Les rubans sableux (Sb1d), abondants sur les fonds de 15 m au Nord de Courseulles, représentent des formes actives de transport par charriage vers l'Est des sables sous-marins holocènes.

Le principal dépôt de sables fins coquilliers (S12d) forme les Ridins de Meuvaines, au Nord du Cap Manvieux.

Le sable fin ne se rencontre par ailleurs que près du littoral où il constitue la basse plage et sa proche bordure infratidale.



**Fig. 1 bis - Log synthétique des formations briovériennes et paléozoïques rencontrées sur la feuille Bayeux-Courseulles**

Les sédiments vaseux sont présents sur les fonds de 15 m du Nord de Manvieux à Port-en-Bessin (VI2a, sables hétérogènes vaseux). Ce sont généralement des dépôts peu épais dont la fraction graveleuse est un indicateur du caractère pelliculaire. La surface des vases ainsi représentée est un minimum permanent de ces dépôts qui peuvent avoir une extension saisonnière plus large.

Les vases sont également présentes sur de faibles surfaces dans l'avant-port de Courseulles et l'estuaire de la Seulles.

## *PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR*

### **Briovérien supérieur**

Les terrains sédimentaires précambriens qui affleurent sur le territoire de la carte Bayeux - Courseulles-sur-Mer appartiennent en totalité au groupe supérieur du Briovérien (fig. 1bis et 2) tel qu'il a été défini dans le Nord-Est du Massif armoricain (Dupret, 1988 ; Dissler et *al.*, 1988 ; Dupret et *al.*, 1990). Ce groupe correspond à une puissante série gréso-silteuse (plusieurs milliers de mètres ?) à passées conglomératiques, remaniant les formations antérieures, tant volcanogènes que sédimentaires, parmi lesquelles celles contenant des niveaux de phanites caractéristiques du groupe inférieur du Briovérien (Formation de Saint-Lô ; Dupret et *al.*, 1997).

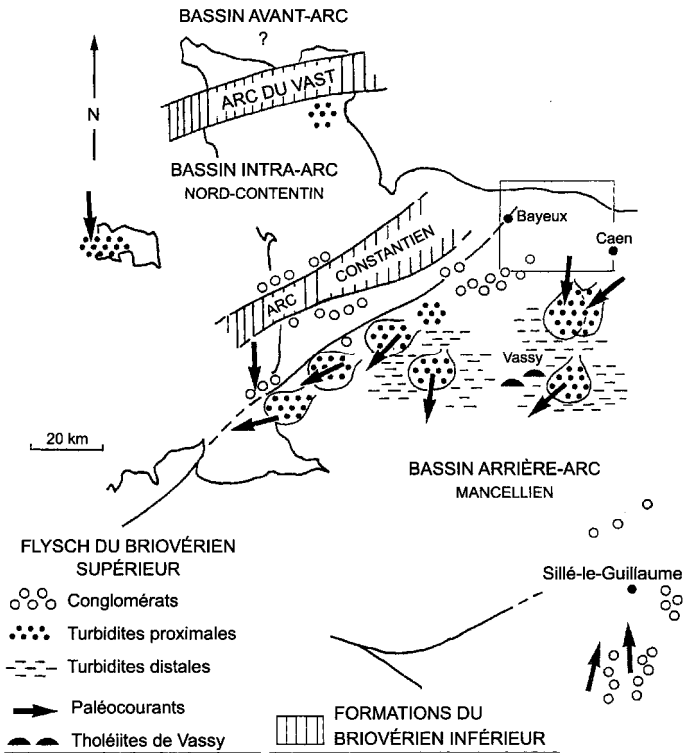
L'âge du groupe supérieur du Briovérien est calibré par les données radiométriques obtenues sur :

- la diorite de Coutances dont la mise en place à  $584 \pm 4$  Ma précède les dépôts du groupe supérieur ;
- les granodiorites de la Mancellia intrusives dans ces mêmes dépôts et datées à  $540 \pm 10$  Ma.

Ainsi cerné, l'âge du groupe supérieur du Briovérien - comme d'ailleurs de celui de l'ensemble du système Briovérien - est probablement vendien (Protérozoïque supérieur) (Guerrot et *al.*, 1989).

Le Briovérien supérieur de la carte étudiée est représenté par un flysch terrigène à l'intérieur duquel quatre faciès principaux ont été reconnus et individualisés en cartographie :

- b2S : les faciès fins, composés d'argilites et de siltites straticulées fines ou grossières ;
- b2G : les grauwackes pouvant constituer d'épaisses barres repères ;
- b2CS : les conglomérats renfermant une proportion très variable de matrice, lorsque cette dernière est abondante les faciès s'apparentent au type schistes à galets ;



**Fig. 2 - Esquisse paléogéographique du domaine est-armoricain au Briovérien supérieur avec les types de sédiments et les directions de paléocourants (d'après Dupret et al., 1990). En encadré, limites de la feuille Bayeux-Courseulles à 1/50 000**

- b2GS : les alternances grauwackes-siltites, de loin les plus répandues et qui constituent la trame sédimentaire des formations briovériennes du territoire de la carte.

Compte tenu de sa lithologie, et spécifiquement de la présence de faciès conglomératiques et microconglomératiques, le Briovérien du territoire étudié se parallélise avec celui de la région de Granville, et en particulier avec la Formation de Granville (Doré et *al*, 1988).

**b2S. Faciès fins d'argilites et siltites.** De puissantes séries d'argilites homogènes sombres et surtout de siltites à fines lamines plus grossières de nature quartzeuse (« siltites straticulées ») forment l'essentiel des terrains briovériens affleurant à l'Ouest de la carte, dans la vallée de l'Aure (la Belle Épine ; chemin creux au Nord-Est des Guillardières). D'épaisses successions de sédiments fins ont été également repérées dans la vallée de l'Odon, où elles accompagnent étroitement les faciès de conglomérats, et de schistes à galets (par exemple dans la tranchée de la nouvelle déviation à l'Ouest de Verson ou dans le secteur du calvaire à l'Est de cette même agglomération).

Les siltites straticulées présentent en général un litage plan, plus rarement oblique. La schistosité de type flux naissant dans la vallée de l'Odon s'intensifie vers l'Ouest pour atteindre une schistosité de flux très marquée, reprise par une schistosité de crénulation dans les affleurements de la vallée de l'Aure.

L'analyse diffractométrique, réalisée sur la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  des siltites et argilites, révèle une paragenèse dominée par l'illite et la chlorite ferro-magnésienne dans une proportion moyenne respective de 42 et 58 %, auxquelles s'ajoutent des traces de quartz (Garlan, 1985). L'indice de cristallinité des illites situe le métamorphisme régional à la limite anchizone - épizone dans un climat plus intense que celui relevé dans les turbidites anchizontales des vallées de la Laize et de l'Orne. En revanche, compte tenu de leur degré de déformation (intense schistosité de flux), les faciès fins de la vallée de l'Aure sont pleinement engagés dans l'épizone (zone de la chlorite).

**b2G. Grauwackes.** Outre les bases de banc grossières des séquences turbiditiques granoclassées, les grauwackes constituent également d'épaisses barres métriques à plurimétriques individualisées au sein des faciès fins ou des alternances décimétriques grésopélitiques.

De teinte vert brunâtre, lorsqu'elles sont altérées, ou gris-bleu sombre, lorsqu'elles sont fraîches, les grauwackes se caractérisent par leur immaturité de texture, exprimée par une matrice fine ( $< 30 \mu\text{m}$ ) quartzo-



phylliteuse, qui occupe en moyenne 37,5 % du volume de la roche (Garlan, 1985). Les éléments figurés, anguleux et très mal classés, se répartissent entre le quartz (37,5 % en moyenne), les feldspaths (orthose perthitique et albite : 15 %), les micas (biotite plus ou moins chloritisée et muscovite : 3 %), les minéraux accessoires (minéraux opaques, rutile, apatite, zircon : 2 %) et, enfin, les débris de roches (5 % en moyenne). Parmi ces derniers, les comptages réalisés à Verson (rive droite de l'Odon : Ouest de Rocreuil et Nord de Fontaine-Étoupefour ; rive gauche de l'Odon : Ouest de la Valette) indiquent une proportion moyenne de 60 % de roches volcaniques, 20 % de roches grenues et métamorphiques et 20 % de roches sédimentaires (Garlan, 1985). Dans la vallée de la Seulles (Saint-Vaast-sur-Seulles), ces proportions s'établissent respectivement à 40 %, 40 % et 20 %. Par rapport aux grauweekes briovériennes des régions situées plus au Sud (vallées de la Laize et de l'Orne), les grauweekes des vallées de l'Odon et de la Seulles se distinguent avant tout par leurs fortes concentrations en débris de roches magmatiques et métamorphiques traduisant une immaturité de composition des sédiments.

Les barres métriques de grauweekes granoclassées les plus répandues ont un grain moyen variant de 0,25 à 0,5 mm (grauweekes moyennes à grossières). Elles s'observent principalement dans la vallée de l'Odon en association avec des niveaux conglomératiques (Rocreuil et le Rosel, en rive droite de l'Odon) et dans la vallée de la Seulles (ancienne carrière du Pontaux-Piquets et Sud de cette même carrière en rive gauche de la Seulles).

**b2CS. Conglomérats et schistes à galets.** Signalés pour la première fois par L. Lecornu (1886) dans la vallée de l'Odon, entre Mouen et Verson, les niveaux de conglomérats et de schistes à galets constituent des horizons lenticulaires métriques à plurimétriques dont l'extension latérale, toujours difficile à estimer, peut atteindre 1 km. Ces faciès, fréquemment associés à de puissantes barres de grauweekes, sont intercalés au sein d'une sédimentation terrigène fine de type siltites straticulées. Ils se présentent soit sous forme de diamictites (schistes à galets à abondante matrice fine) comme par exemple à Rocreuil et à l'Ouest de la Valette, soit sous forme de conglomérats à matrice gréseuse plus ou moins réduite (vallée de la Seulles au Nord-Est de l'église de Saint-Vaast-sur-Seulles et au Sud des Dauberts), soit, le plus fréquemment, sous forme de semelles microconglomératiques à la base d'épaisses barres de grauweekes grossières (calvaire de Verson ; Sud de la rue des Monts à Verson juste à l'Ouest de l'école primaire Victor Hugo). Des termes microconglomératiques, associés à des faciès silteux noirs, ont également été repérés, sous couverture jurassique, dans le sondage hydrogéologique de Cheux (Le Gros Orme ; x = 391,2 ; y = 1 165,4) (Le Gall, *in* Pascaud et Boulin, 1996).

Quel que soit le type de faciès (conglomérat, schiste à galets), la taille des galets n'excède jamais 2 à 3 cm. En revanche, dans les gisements situés à 5 km à l'Ouest de la vallée de la Seulles, tel celui de Saint-Germain-d'Ectot (Graindor, 1955), les plus gros galets atteignent 32 cm (Garlan, 1985).

L'analyse pétrographique des galets souligne leur caractère très polygénique avec, cependant, une proportion toujours élevée de roches volcaniques, elles-mêmes de nature variée :

- laves microlitiques chloriteuses à cachet de paléobasalte ou paléoandésite (« spilite ») ;
- laves acides hyalo-microlitiques à phénocristaux de quartz automorphes contenus dans une mésostase dévitrifiée sphérolitique ;
- verres acides plus ou moins vésiculés, dévitrifiés, à texture fluidale ;
- rares ignimbrites à texture vitroclastique.

Les autres types de galets concernent des :

- roches plutoniques (granodiorite à biotite, granitoïdes, granophyre) ;
- roches volcano-sédimentaires (tuffites affectées d'une schistosité de flux) ;
- roches métamorphiques (métapélites foliées) ;
- roches sédimentaires (grauwackes, siltites, phanites).

La grande diversité lithologique des galets reflète assez fidèlement, compte tenu de leur inégale fragilité, la nature composite de la source proximale soumise à l'érosion, source constituée d'une structure d'arc volcano-plutonique (arc interne de Coutances ; cf. § « Reconstitution paléogéographique »).

**b2GS. Alternances de grauwackes et de siltites.** Ces alternances en bancs décimétriques, plus rarement métriques, de grauwackes et de siltites constituent le « fond continu » de la sédimentation briovérienne régionale dans lequel sont interstratifiés les faciès fins, les barres grauwackeuses ainsi que les faciès à galets. Elles s'observent préférentiellement à l'Ouest de Verson, en rive gauche de l'Odon, et surtout dans la vallée de la Seulles (Saint-Vaast-sur-Seulles ; Moulin de Fossard ; station de pompage au Nord du Pont de Juvigny).

Les alternances grauwackes - siltites représentent la répétition de séquences granoclassées, dominées par le type ab de Bouma. Ce type témoigne du cachet érosif des courants de turbidité qui découpent les parties sommitales les plus fines des séquences de dépôt. Ceci explique la présence fréquente d'intraclastes péliques dans les semelles grauwackeuses grossières dont l'abondance confère à certains faciès un cachet de brèche

intraformationnelle. De telles brèches sont toujours étroitement associées aux niveaux à galets, comme par exemple à Verson.

Mises à part quelques figures de charge, l'étude des figures sédimentaires est rendue difficile en raison de la pénurie de bases de banc exposées à l'observation. Ceci explique que la reconstitution des paléocourants à partir de ces figures n'ait pu être conduite que plus au Sud, dans la vallée de la Laize ou de l'Orne, où elles indiquent un courant provenant du NNW (Garlan, 1985).

### *PALÉOZOÏQUE*

Les terrains paléozoïques de la feuille étudiée affleurent essentiellement dans la vallée de l'Odon. Ils appartiennent au synclinal varisque de May-sur-Orne dont ne subsiste ici qu'une partie du flanc sud. La série cambrienne n'est représentée que par la puissante Formation des Grès de Caumont. La succession ordovicienne semble restreinte à la seule Formation des Grès de May, elle-même limitée à un lambeau coincé contre la faille limite nord du synclinal de May. L'existence présumée, entre la Formation des Grès de Caumont et celle des Grès de May, d'indices minéralisés reconnus anciennement en sondage électrique (travaux inédits de Schlumberger dans l'entre deux guerres) laisse supposer le prolongement vers le Nord-Ouest de l'horizon ferrifère de la formation ordovicienne des Schistes d'Urville activement exploité dans les anciennes mines de May dans la vallée de l'Orne.

### **Cambrien**

Dans la vallée de l'Odon, les formations cambriennes, discordantes sur les terrains paléozoïques, sont composées de la base au sommet de la Formation des Conglomérats et arkoses (90 m au maximum), de la Formation des Schistes et calcaires (160 m) et de la Formation des Grès de Caumont (700 à 800 m) (Doré, 1969). Seule cette dernière apparaît sur le territoire de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer ; le contact avec la formation sous-jacente des Schistes et calcaires passe à moins de 100 m au Sud-Est de l'église de Tourville-sur-Odon (carte à 1/50 000 Villers-Bocage).

#### **k2-3. Formation des Grès de Caumont : grès feldspathiques et arkoses à litage oblique (Cambrien inférieur ?) (700 à 800 m).**

Cette formation est surtout bien exposée dans les grandes carrières de Mouen, de part et d'autre de la vallée de l'Odon. Elle peut également s'observer dans les affleurements naturels et les anciennes exploitations de la rive droite de l'Odon (Sud du Moulin) et de la petite vallée du ruisseau

de Sabley (Est de Tourville-sur-Odon). En dehors de ces lieux, un petit lambeau, tectoniquement isolé, pointe dans la vallée du ruisseau du Bordel (Sud de Tessel), tout particulièrement sous le pont d'accès à la ferme de la Londe.

La Formation des Grès de Caumont, connue également sous le nom de Grès feldspathiques (Doré, 1969) est, pour l'essentiel, constituée d'un empilement de plusieurs centaines de mètres (700 à 800 m) de grès feldspathiques et d'arkoses roses, en bancs décimétriques à litage oblique, séparés par de minces horizons argileux ou psammitiques.

Dans la carrière de Mouen, les 300 à 400 m de grès exploités appartiennent aux faciès de la moitié inférieure de la formation. Il s'agit d'arkose à grain grossier ou fin dont les teneurs en feldspaths s'échelonnent de 20 à 45 %, les faciès les plus fins étant les plus riches en feldspaths. Dans ces arkoses fines, la répartition entre plagioclase et feldspaths potassiques (orthose perthitique et microcline) est sensiblement équivalente, tandis que dans les termes grossiers, la proportion en feldspaths potassiques dépasse celle du plagioclase. 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, rutil et brookite (1,5 %) ; aucune variation significative des cortèges de minéraux lourds ne s'observe ni dans l'espace, ni dans le temps (Doré, 1969).

Les figures sédimentaires les plus caractéristiques, bien exposées dans les carrières de Mouen, 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. Ces derniers résultent du remaniement de polygones de dessiccation dont les réseaux sont parfois observables au gré de l'avancement de l'exploitation.

Selon F. Doré (1969), la sédimentation des arkoses s'effectue de façon intermittente sous faible tranche d'eau, animée de courants rapides. Après chaque crue, un mince dépôt d'argiles rouges peut éventuellement se former et, dans ce cas, soumis à dessiccation. Ces conditions prévalent surtout dans les 3/5 inférieurs de la Formation des Grès de Caumont, correspondant aux faciès exploités dans les carrières de Mouen. Vers le sommet, les indices d'émergence sont moins fréquents et des sédiments marins littoraux bioturbés s'intercalent entre les faisceaux d'arkoses (anciennes carrières en rive droite de l'Odon, au Nord-Ouest de Gournay).

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 dont les faisceaux carbonatés ont livré

par décalcification une microfaune à squelette phosphaté d'âge tommotien probable (Doré, 1994). Par ailleurs, dans les synclinaux du Sud de Caen, les grès feldspathiques sont surmontés de la Formation des Schistes violacés de Gouvix, elle-même recouverte par la Formation des Schistes du Pont de la Mousse renfermant une macrofaune (hyolithes et Fordilla) qui pourrait indiquer le Cambrien inférieur (Doré et Dupret, 1993).

## Ordovicien

**o4-5. Formation des Grès de May : grès-quartzites clairs à intercalations de siltites micacées rouges (Ordovicien : Llandeilo - Caradoc).** La Formation des Grès de May, définie plus à l'Est dans la vallée de l'Orne, est limitée, sur le territoire de la carte Bayeux - Courseulles-sur-Mer, à un petit lambeau coincé contre la faille limite nord du synclinal de May. Elle ne s'observe véritablement qu'à Gournay, sous la forme de bancs décimétriques de grès-quartzites rosés à passées de siltites micacées de teinte rouge (fossé de la D 214 sous la couverture liasique). Les bancs sont orientés N120°E et plongent au Nord de 50 à 70°, confirmant qu'ils appartiennent au flanc sud du synclinal. Le contact, tectonisé, avec la formation cambrienne des Grès de Caumont est masqué par des formations tenant à la Formation des Schistes d'Urville, demeure plausible (cf. § « Introduction » sur les formations paléozoïques).

## Roches filoniennes

**oβ. Dolérites.** Deux filons doléritiques ont été reconnus sur le territoire de la carte. Le premier, interprété comme une roche d'épanchement contemporaine de la sédimentation (Graindor, 1963), se présente sous forme d'un sill de 6 m d'épaisseur, orienté N15°E et plongeant de 75° vers l'Est, et qui injecte les grauwackes briovériennes de l'ancienne carrière de Pont-aux-Piquets en rive gauche de la Seules. Le second se dispose en un dyke subvertical, épais de 2 m au maximum, orienté N30°E et décalé par faille, qui recoupe les grès feldspathiques cambriens de la carrière de Mouen. Les deux filons 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 de la carrière de Pont-aux-Piquets, aux côtés des clinopyroxènes limpides se rencontrent, en outre, des prismes automorphes d'olivine intégralement envahis de produits phylliteux.

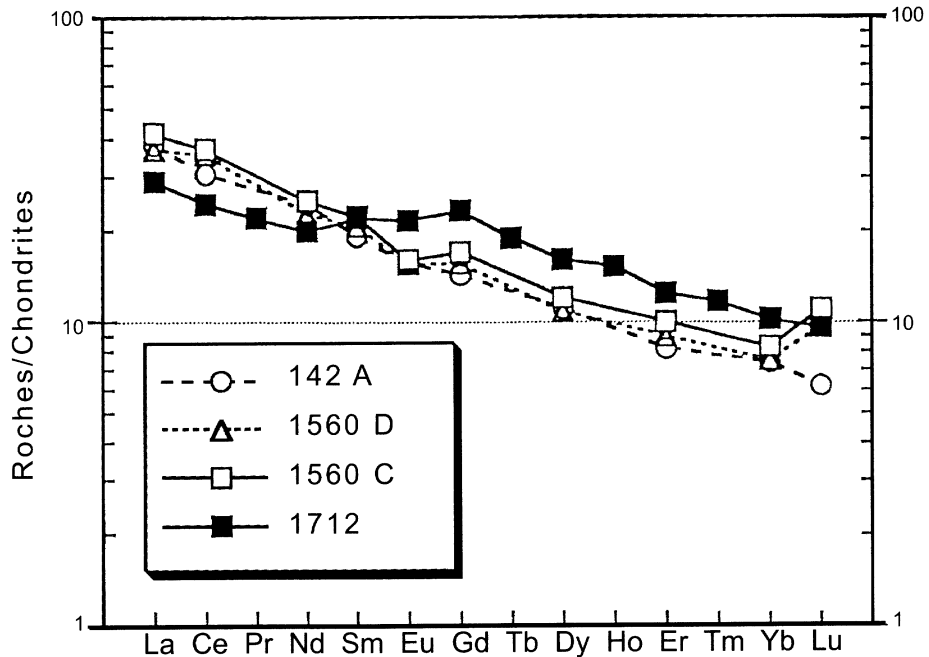
Quatre analyses chimiques en éléments majeurs et traces ont été réalisées sur les deux filons doléritiques : trois, réparties du cœur vers l'éponte, dans le sill de la carrière de Pont-aux-Piquets (n° 142 A, 1560 D et C) et une sur le dyke de la carrière de Mouen (n° 1712). Toutes les analyses se caractérisent 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<sub>2</sub> s'échelonnent de 47 à 49 % dans le sill de Pont-aux-Piquets, tandis que cette même concentration dépasse 54 % dans le dyke de Mouen, 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<sub>2</sub>O dénotent le tempérament tholéitique du magmatisme. Cette affinité de tholéiite continentale ressort également de l'examen des profils de terres rares (fig. 3) qui se distinguent par leur enrichissement en terres rares légères. À l'échelle régionale, ce magmatisme se rattache aux venues filoniennes et aux coulées basiques mises en place à la limite Dévonien - Carbonifère en domaine mancennien et dans le bassin de Laval (Le Gall et Mary, 1983 ; Mary et Le Gall, 1985).

#### *DONNÉES DE SONDAGES SUR LE SOCLE*

Le socle a été atteint par une cinquantaine de sondages répertoriés dans la Banque de données du Sous-Sol (B.S.S.) du BRGM. Son profil général peut donc être précisé (fig. 4). Situé à l'affleurement, à une altitude maximum de 100 m au Sud de la feuille, entre Mouen et Tessel, le contact socle - Mésozoïque s'abaisse progressivement tout en amorçant le dessin d'une gouttière plongeant vers le Nord-Est au niveau du cours amont de la Seulles. Cette structure, comblée par le Trias, prolonge une importante discontinuité régionale affectant le Briovérien depuis Granville jusqu'à Balleroy (Villey, 1978).

Un fort gradient (1 à 2 %) existe sur la limite sud de la feuille, en relation avec la terminaison vers le Nord du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne. La profondeur du socle décroît régulièrement vers l'aval de l'Orne et de l'Odon. Il a été touché à -39 m au droit de la ville de Caen. Au-delà, vers l'Est, sur la feuille Caen, on le retrouve à -49 m à Blainville-sur-Orne, puis il descend jusqu'à environ -100 m au niveau de la structure synclinale paléozoïque enfouie de Ranville. Les données de la carte gravimétrique de France (anomalie du Bouguer et gradient vertical) réinterprétées en 1997 (Deroin et *al.*, 1997a), permettent de dégager quelques structures :

— sur la limite orientale de la carte, le prolongement et la terminaison de la structure synclinale paléozoïque de Ranville, marqués par une faible anomalie négative cantonnée à la rive droite de la Mue ;



**Fig. 3 - Courbes de distribution des terres rares des filons doléritiques de la carte Bayeux-Courseulles montrant l'affinité de tholéiite continentale du magmatisme filonien**

(142 A, 1560 C et D : sill de la carrière du Pont-aux-Piquets ; 1712 : dyke de la carrière de Mouen)

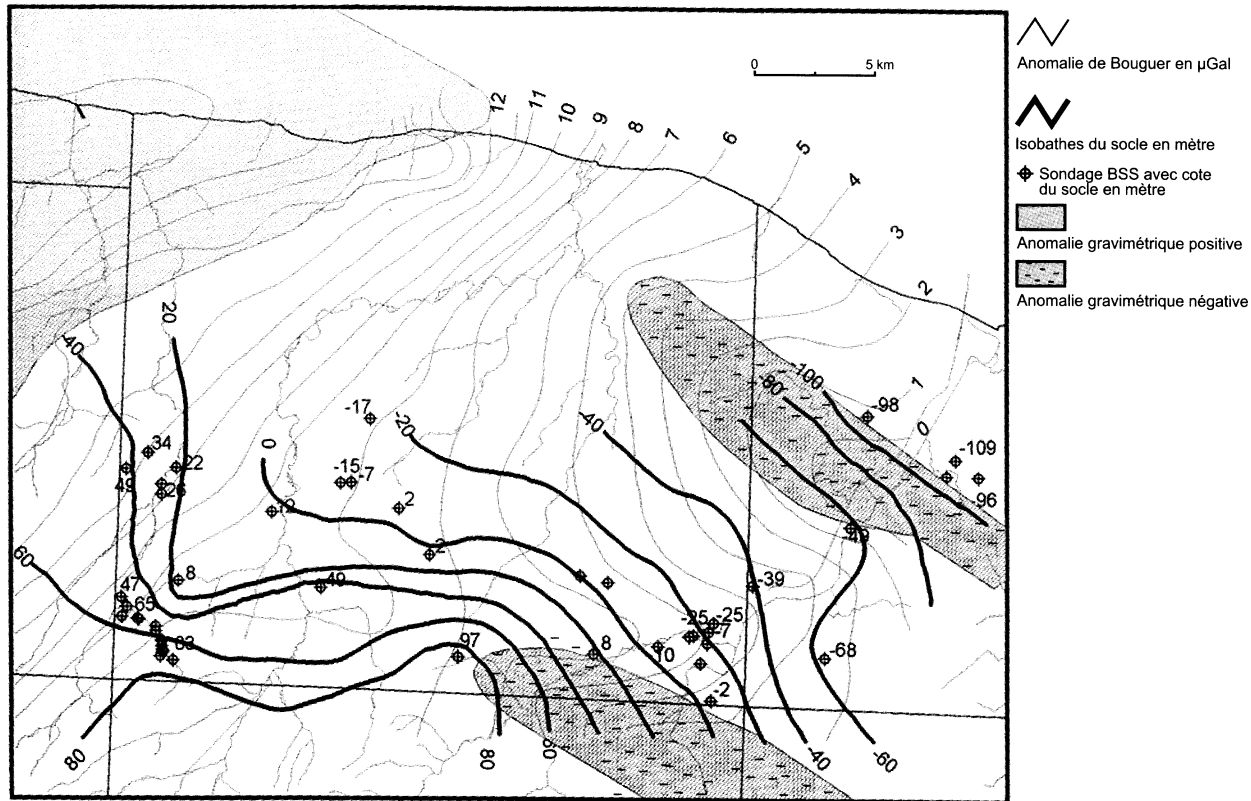


Fig. 4 - Données gravimétriques et de sondages sur le socle dans l'emprise de la feuille Bayeux-Courseulles



- sur la limite sud, une faible anomalie légère correspondant à la terminaison du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne, qui ne semble pas se prolonger au-delà de Cheux vers le Nord-Ouest ;
- dans l'angle nord-ouest, une forte anomalie positive correspondant à une structure lourde fortement enracinée (roche basique probable, peut-être à relier à la diorite de Coutances ou aux volcanites basiques du groupe inférieur du Briovérien).

Dans la plupart des sondages, le socle est profondément altéré et argilisé sur parfois plus de 10 m.

### MÉSOZOÏQUE

Si l'on fait abstraction des formations superficielles, la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer est constituée, pour l'essentiel, de terrains de couverture mésozoïques appartenant à la bordure occidentale du bassin de Paris (Mégny et *al.*, 1980), transgressifs sur un socle constitué schématiquement de schistes briovériens en dépressions et de rides paléozoïques formant des écueils. Cette marge du Massif armoricain va être au cours des temps mésozoïques progressivement transgressée par la mer, ce mouvement global étant contrôlé par des pulsations épirogéniques et des variations eustatiques. On peut distinguer quatre grands cycles :

- le Trias, qui voit les premiers comblements des dépressions en milieu continental ;
- 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.

Les logs synthétiques de cette couverture carbonatée, dans le Bessin et dans la Campagne de Caen, sont présentés en figure 5 (dépliant hors-texte). Trois nouvelles coupes de référence (fig. 8,9 et 11), concernant les formations du Lias et du Jurassique moyen, ont été levées pendant la réalisation de la présente carte (Dugué, 1997 ; Dugué et *al.*, 1997) à l'occasion des travaux d'aménagement du périphérique sud, au Sud de Caen, entre Bretteville-sur-Odon et Éterville.

### Trias

**t6. Conglomérats, sables et argiles (Keuper supérieur).** Les affleurements de Trias se développent dans l'angle sud-ouest du territoire de la feuille, entre Monceaux-en-Bessin, Juaye-Mondaye et Longraye. 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. Cette dernière est très hétérogène : couches d'argiles bariolées, sables grossiers à stratifications obliques, conglomérats.

Les schistes du socle, sous le Trias, sont la plupart du temps profondément altérés en argiles rouges, sur des épaisseurs atteignant parfois 6 à 7 m, témoignant d'altérations prétriasiques.

Les galets des conglomérats sont constitués de quartzites, de quartz, de grès divers. Ils sont, en général, assez bien classés et ont été déposés dans un milieu de haute énergie torrentielle. Les galets de quartzite paléozoïque, de couleur rose à rouge, présentent encore une forme polyédrique à face plate mais aux angles très émoussés. Le sable est presque toujours grossier et moyennement classé, constitué de grains de quartz et quartzite, souvent colorés par des oxydes de fer.

Les corps sédimentaires sont lenticulaires, sans ordre stratigraphique et continuité latérale. Sables et conglomérats déterminent de petits aquifères discontinus, du type poreux, qui ont fait l'objet de recherche d'eau. Les forages effectués le long du ruisseau de Vession, en rive droite de la Seullles, sur la commune de Longraye, montrent la prédominance de conglomérats à matrice sableuse vers la base et d'argiles compactes, plastiques, bariolées, alternant avec des sables plus ou moins grossiers vers le sommet. L'épaisseur est en moyenne de 15 à 20 m.

Le Trias à l'affleurement se cantonne à l'Ouest de la vallée de la Seullles. Vers l'Est, il vient se biseauter sous le Lias calcaire à Fontenay-le-Pesnel. Les épandages continentaux sont sans doute limités dans cette direction par le paléorelief des grès de Caumont cambriens. Vers l'Est et le Nord, les faciès carbonatés du Jurassique transgressent directement le socle. Vers l'Ouest et le Sud, ils se développent largement sur les feuilles Balleroy et Villers-Bocage.

En sondage, le Trias n'a pas été retrouvé vers l'Est au-delà d'une ligne passant par Le Mesnil-Patry, Martragny. À la Haye (sondage 119 5X 0204), à l'Ouest de Lingèvres, entre Lias calcaire et schistes briovériens, il représente encore une épaisseur totale de 28 m. A Juaye-Mondaye (sondage 119 5X 0210), il a été recoupé sur 30 m. Sa puissance est d'au moins 30 m, (sans qu'ait été atteinte la base) à Martragny (sondage 119 2X 0222), de 22 m au Mesnil-Patry (sondage 119 6X 0218) et de 20 m au niveau de Ducy-Sainte-Marguerite (sondage 119 6X 0004). Quelques sondages (dont le 119 1X 0178), effectués dans l'enveloppe des sables de Saint-Vigor, sont entrés, en fin de travaux, dans la formation.

Le Trias de Basse-Normandie est un complexe indépendant des séries de la province occidentale du bassin de Paris. Son extension est limitée au Nord-Cotentin et à la région Caen - Falaise. Dans le bassin de Carentan, il a été daté du Keuper supérieur par le cortège pollinique de la carrière d'Éroudeville (feuille Sainte-Mère-Église). Cet ensemble, d'origine continentale ou fluviatile, témoigne de la destruction des reliefs hercyniens avant la transgression marine du Lias. Sa distribution spatiale est contrôlée par la présence de rides correspondant aux synclinaux de grès paléozoïques et de sillons schisteux briovériens progressivement comblés (angle sud-ouest de la feuille). De nature peu consolidée, ce stock facilement remobilisable, alimentera une bonne partie de la sédimentation détritique des périodes ultérieures, jusqu'aux périodes récentes plio-quaternaires.

### Jurassique inférieur : Lias

**12. Formation des Calcaires à gryphées (Sinémurien).** Ces couches représentent les premiers témoins de la transgression marine jurassique sur la feuille de Bayeux - Courseulles-sur-Mer. Elles forment la base de la cuesta jurassique inférieur. La formation est bien représentée dans les environs de Tilly-sur-Seulles - Fontenay-le-Pesnel. A l'instar des autres niveaux calcaires sus-jacents, elle a été exploitée dans de nombreuses petites carrières ouvertes sur les flancs des vallées de l'Aure et de la Seulles pour être traitée dans des fours à chaux à des fins d'amendement agricole.

La puissance maximum de la formation est de 20 m dans le territoire de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer. Elle est constituée par une alternance de calcaires de couleur gris-noir et de lits argileux. La pyrite, plus ou moins oxydée, associée aux débris végétaux, confère à ces biomicrosites une cassure sombre caractéristique. Outre son contenu faunistique marquée par l'abondance des gryphées, une alternance très particulière décrite par M. Rioult (1968) et G. Fily et *al* (1989) et les auteurs du 1/80 000, caractérise la formation. Il s'agit d'une succession monotone de couples formés par un banc argileux à la base et un banc calcaire sommital. Ces derniers tendent à s'épaissir vers le haut, au détriment des premiers. Ce faciès a été qualifié de « castine » par les carriers, lorsque le banc argileux se réduit à un mince délit. Cela se produit en général, à la partie supérieure de la formation.

La faune de mollusques est dominée par des huîtres (*Gryphaea*) et des limidés (*Plagiostoma gigantea*), avec de fréquents fousseurs (*Mactromya*, *Pleuromya*, *Pholadomid*). Les ammonites sont peu abondantes.

Dans le territoire de la feuille, la formation se biseaute à l'Est de Fontenay-le-Pesnel, sous les calcaires à bélemnites du Pliensbachien. Dans les descriptions de sondages, le Sinémurien est difficile à différencier des Calcaires à bélemnites sus-jacents.

Sur les feuilles voisines, à l'Est, ont été reconnues, à la base, une unité de calcaires à *Gryphaea arcuata* (Sinémurien inférieur), et dans la partie médiane, une unité de calcaires à *Gryphaea macculochi* (Sinémurien supérieur). Au sommet de la formation, M. Rioult (1968) et G. Fily et *al* (1989) ont décrit une séquence terminale de 1 à 2 m d'épaisseur, d'argile noire pyriteuse, feuilletée, avec un cordon de nodules phosphatés et petites ammonites pyriteuses (zones à *Oxynoticeras oxynotum* et *Echioceras rari-costatum*). La formation peut se suivre vers l'Ouest sur les feuilles Grandcamp-Maisy et Balleroy, où elle atteint 30 m d'épaisseur, puis se développe en direction du Cotentin où elle a été reconnue sur une centaine de mètres d'épaisseur. Vers le Sud, elle disparaît en se biseautant dans les faciès gréseux de la base du Lias transgressif.

La sédimentation argilo-calcaire du Sinémurien traduit un régime de fonds marins abrités avec huîtres et fousseurs, parfois terrigène et rythmique, traduisant un milieu peu profond de vasière littorale, le tout en contexte subsident.

### **13. Formation des Calcaires à bélemnites (Pliensbachien).**

Première formation d'âge jurassique pouvant se suivre sur l'ensemble du territoire de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer sans grandes variations de faciès, les Calcaires à Bélemnites du Pliensbachien témoignent de la transgression marine généralisée qui marque cette époque. La formation est caractérisée par un empilement de gros bancs calcaires et de lits marneux, riches en rostrés de bélemnites qui deviennent de plus en plus abondants vers le sommet. Elle se termine par le « banc de roc », niveau d'épaisseur métrique d'un calcaire très résistant, à la fois marqueur stratigraphique et repère morphologique constant à travers toute cette région.

Sur le territoire de la feuille, les coupes classiques et les plus complètes du Pliensbachien se situent dans le Bessin, à Vieux-Pont (décrite par d'Orbigny, puis reprise par M. Rioult), à Vaux-sur-Seulles (Rioult, 1968), à Tilly-sur-Seulles, dans la carrière des fours à chaux (L. Dangeard, 1951 et M. Rioult, 1968), à Fontenay-le-Pesnel et à Vendes. Dans la Campagne de Caen, une coupe détaillée a été levée au lieu-dit « les Jumeaux », à Verson, par M. Rioult (1968), et une nouvelle coupe de référence a été effectuée (O. Dugué, 1997) lors des levés de la présente feuille à la faveur des travaux d'ouverture du périphérique sud-ouest, au Sud de Bretteville-sur-Odon (fig. 6, dépliant hors-texte).

Ces dépôts pliensbachiens sont représentés par trois membres dont l'épaisseur cumulée n'excède pas 10 m :

- à la base, les calcaires à *Cincta numismalis* (ex. *Terebratula numismalis*, Carixien inférieur à moyen) ;

- à la partie médiane, les marnes et calcaires à bélemnites (Carixien supérieur à Domérien inférieur) ;
- au sommet, le banc de Roc (Domérien supérieur).

Le faciès des couches à *Cincta* (formation distinguée dès 1865 par E. Eudes-Deslongchamps) est bien exprimé dans le Bessin, où il succède en transition aux couches sinémuriennes, mais il tend à disparaître vers la Campagne de Caen ou le faciès des calcaires et marnes à bélemnites dominant.

Lorsque la formation transgresse directement le socle, sa base est marquée par des faciès détritiques remaniant ce dernier. On trouve ainsi à Tessel, 0,50 m d'un conglomérat à ciment calcaire et ferrugineux remaniant les sables et galets du Trias, alternant avec des sables ferrugineux et des grès à grain moyen à ciment calcaire et grains de glauconie. A Verson, cette base est marquée par 0,60 m de calcaire gréseux, à bélemnites nombreuses, remaniant des boules de psammites et de schistes rouges à la base. Près de l'église de Fontaine-Étoupfour, au carrefour de la route de Baron, la discordance du Pliensbachien sur le Briovérien est marquée par des calcaires gréseux ou conglomératiques, à galets et graviers remaniés du Trias.

Les couches à *Cincta numismalis* (Lamk.) sont constituées par des calcaires micritiques (texture wackestone à packstone) finement bioclastiques à pelloïdes ferruginisés, en bancs bioturbés plus ou moins épais (0,10 à 0,80 m) de couleur grise et des marnes noires à bélemnites en alternance (6 à 8 m à Vieux-Pont, 5 m à Tilly-sur-Seulles). Localement (Tilly-sur-Seulles) les bancs calcaires les plus épais peuvent contenir des graviers, de gros grains de quartz, des grains limonitiques et des oolites ferrugineuses dispersées. Les débris de bois ne sont pas rares (Bretteville).

Les marnes et calcaires à bélemnites sont constituées par une alternance de passées marneuses parfois épaisses (jusqu'à 1 m) et de gros bancs calcaires précurseurs du banc de Roc terminal. Les marnes sont feuilletées grisâtres, à nombreuses bélemnites et empreintes pyriteuses d'ammonites. Le membre peut atteindre 3 m d'épaisseur.

Le banc de Roc terminal mesure 0,80 à 2 m d'épaisseur. Cet ancien terme de carrier, utilisé dès le début du XIX<sup>e</sup> siècle par les géologues normands (A. de Caumont, 1828 ; M. Hérault, 1832), désigne un faciès très résistant de calcaire sombre (packstone), fossilifère, biosparitique à texture grenue, riche en bélemnites, brachiopodes et pélicypodes. Sa base correspond souvent à une discontinuité marquée par des éléments remaniés : à Tilly-sur-Seulles, conglomérat à gros galets phosphatés dépassant 10 cm de diamètre, perforés par des pélicypodes, à ciment de calcaire fin (conglomérat de Tilly). 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). 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. Cette partie supérieure peut être riche en brachiopodes.

Sur la terminaison sud du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne, à Fontaine-Étoupefour, le Pliensbachien a fourni des petites concentrations de mollusques (poches à gastéropodes de J.-A. et E. Eudes-Deslongchamps, 1836) aujourd'hui non accessibles. Ces remplissages ponctuels sont connus et mieux exposés vers le Sud, sur les arêtes de grès paléozoïques du synclinal de May-sur-Orne (feuille Villers-Bocage).

La faune nombreuse dans toute cette succession a été détaillée par M. Rioult. Les principales espèces relevées dans le cadre de la feuille sont des :

- bélemnites : *Passaloteuthis elongata* (Miller), *P. apicicurvata* (Bl.), *P. bruguieri* (d'Orb.), *P. elegans* (Simpson), *P. rudis* (Phil.), *P. carinatus* (Hehl), *Hastites clavatus* (Stahl.), *Hoasites* sp., *Gastrobelus* sp. ;
- ammonites : *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 normannium* (d'Orb.), *Pleuroceras spinatus* (Brug.), *Pleuroceras solare* (Phil.), *Pl. yeovilense* M. Howarth., *Acanthopleuroceras maugenessi* (d'Orb.), *A. valdani* (d'Orb.), *Protogrammoceras normanium* (d'Orb.), *Tragophylloceras loscombi* (J. Sow.), *T. undulatum* (Smith) ;
- brachiopodes : *Cincta numismalis* (Lamk.), *Aulacothyris florella* (d'Orb.), *A. resupinata* (J. Sow.), *Piarorhynchia thalia* (d'Orb.), *Spiriferina tumida* (Von Buch), *S. verrucosa* (Von Buch), *Zeilleria cornuta* (J. de C. Sow.), *Z. quadrifida* (Val.), *Z. sarthacensis* (d'Orb.), *Z. subnumismalis* (Dav.), *Lobothyris edwardsi* (Dav.), *L. punctat* (J. Sow.), *Homeorhynchia acuta* (J. Sow.), *Spiriferina* sp., *Quadratirhynchia quadrata* (S. Buck) ;
- pélécyropodes : *Eopecten* sp., *Pseudopecten aequivalvis* (J. Sow.), *Liogryphaea cymbium* (Lamk.), *L. regulare* (Desh.), *L. gigantea* (J. Sow.), *Chlamys priscus* (Schlot.), *Entolium disciforme* (Schubl.), *Plagiostoma punctata* (J. Sow.), *Pleuromya* sp., *Oxytoma* sp. ;
- échinodermes : *Isocrinus* sp., *Balanocrinus* sp..

La riche microfaune a été étudiée par Rioult et al (1961).

Étages	Zones	Sous-zones	BESSIN	Surfaces							
	G. F. E. J. 1997										
TOARCIEN	SUPÉRIEUR	Aalensis	Lugdunensis	CALCAIRES À AMMONITES	MARNES À AMMONITES						
			Maetra								
		Pseudoradiosa	Pseudoradiosa			CALCAIRES À AMMONITES	MARNES À AMMONITES				
			Levesquei								
		Dispansum	Gruneri					CALCAIRES À AMMONITES	MARNES À AMMONITES		
			Insigne								
		Touarsense	Fallaciosum							CALCAIRES À AMMONITES	MARNES À AMMONITES
			Fascigerum								
			Thouarsense								
	Bingmanni										
	MOYEN	Variabilis	Vitiosa	CALCAIRES À AMMONITES	MARNES À HALUGIA						
			Illustris								
			Variabilis								
		Bifrons	Bifrons			CALCAIRES À AMMONITES	MARNES À HALUGIA				
			Sublevisoni								
			Falcoferum								
	INFÉRIEUR	Serpentinum	Elegantulum	CALCAIRES À AMMONITES	MARNES À HALUGIA						
Tenuicostatum		Semicelatum	CALCAIRES À AMMONITES					MARNES À HALUGIA			
	Pallus										
PLIENSABACHIEN	DOMÉRIEN	Spinatum	Hawskerense	CALCAIRES À BÉLEMNITES	MARNES À BÉLEMNITES						
			Apyrenum								
		Margartus	Gibbosus			CALCAIRES À BÉLEMNITES	MARNES À BÉLEMNITES				
			Subnodosus								
			Stokesi								
	Davoci	Figulinum	CALCAIRES À BÉLEMNITES	MARNES À BÉLEMNITES							
		Capricornus									
		Maculetum									
	Ibex	Luridum			CALCAIRES À BÉLEMNITES	MARNES À BÉLEMNITES					
		Valdani									
		Masseanum									
	Jamesoni	Jamesoni	CALCAIRES À BÉLEMNITES	MARNES À BÉLEMNITES							
		Brevispina									
		Polymorphus									
		Taylori									
		CALCAIRES À BÉLEMNITES			MARNES À BÉLEMNITES						

<b>Forma</b>
Calcaires à :
Oolite ferrugine
Oolite ferrugine de la « N »

<b>legroupements artographiques</b>
j2Cs
j2O
j1-2Ma

Fig. 7 - Découpage stratigraphique des séries du Lias dans le Calvados (inRioult et al., 1991)

Le découpage stratigraphique détaillé de cette période ainsi que les différentes zones d'ammonites sont présentés sur la figure 7. Les calcaires à *Cincta* représentent les zones à Jamesoni et à Ibex, les calcaires et marnes à Bélemnites, la zone à Davoei et la sous-zone à Stokesi. Enfin le banc de Roc représente la zone à Spinatum.

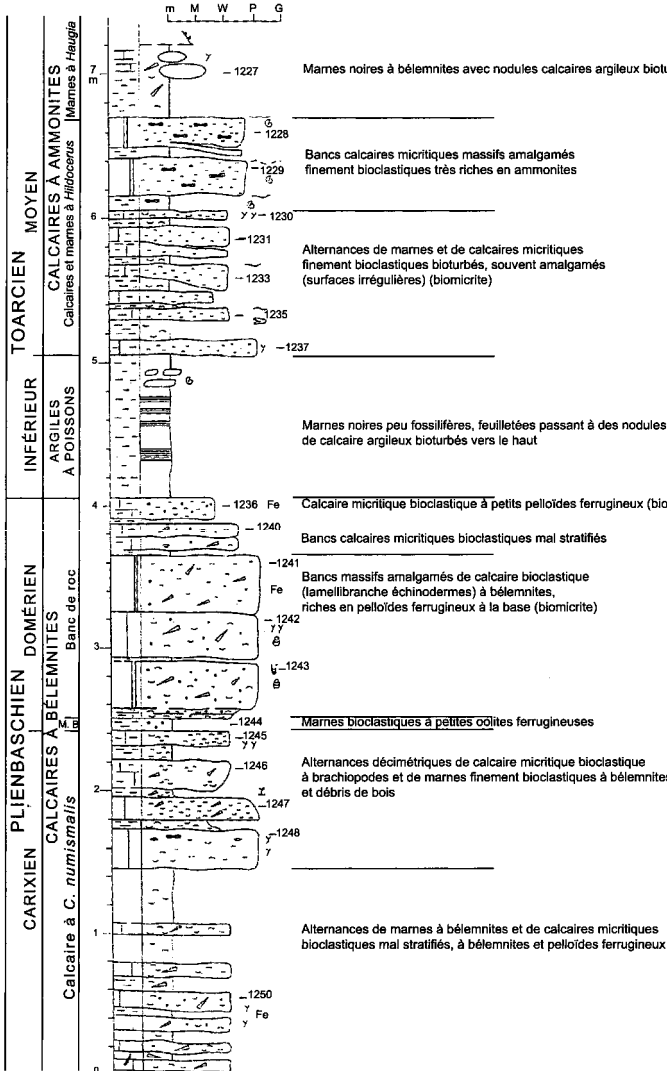
Régionalement, les alternances marnes - calcaires argileux (faciès Calcaires à bélemnites) sont bien exprimées entre et au large des écueils, alors qu'à proximité ou au droit de ces derniers, les bancs s'amalgament par disparition des marnes et se chargent en détritique (faciès banc de Roc, biosparitique, massif). Vers l'Ouest et le Sud-Ouest (feuilles Grandcamp-Maisy et Balleroy), le Pliensbachien (6 à 8 m d'épaisseur en moyenne) garde des caractères comparables à ce qui vient d'être décrit. On le retrouve au-delà, dans le bassin de Sainte-Mère-Église, sur 15 m d'épaisseur avec des faciès très proches. Vers le Sud, dans le secteur de Villers-Bocage, il atteint encore 12 m d'épaisseur et conserve son caractère marneux au large des écueils. Sur le synclinal paléozoïque de May-sur-Orne, le faciès « banc de Roc » transgresse directement les écueils quartzitiques sous formes de calcaires gréseux très fossilifères à intercalations de poudingues. Le sommet du banc de Roc est érodé et encroûté par des huîtres en domaine d'écueils comme à Feuguerolle. Vers le Sud-Est, sur la feuille Mézidon, il n'est plus représenté que par 3 à 4 m de calcaires et marnes riches en oolites ferrugineuses, puis, en direction de Falaise, ils font place à des sables et des grès calcaires à brachiopodes intercalés de lits gréseux et conglomératiques. Vers le Nord et l'Est, le Pliensbachien marin (calcaires à bélemnites et banc de Roc), débutant par un conglomérat, a été retrouvé dans les sondages de reconnaissance du synclinal paléozoïque enfoui de Ranville.

Les dépôts pliensbachiens correspondent à une sédimentation de niveau d'énergie faible de régime marin franchement ouvert aux influences du large. Ces matériaux marins de plate-forme externe se déposaient à proximité de la ligne d'action des vagues de tempêtes. Ils sont entrecoupés par des faciès marneux plus fins caractérisant des énergies hydrodynamiques plus calmes. Les couches à *Cincta* représentent la prolongation des conditions de sédimentation qui prévalaient au Sinémurien. Le banc de Roc, s'épaississant en domaine d'écueil et souvent encadré par des surfaces de discontinuité, représente, quant à lui, un dépôt moins profond que les calcaires et marnes à Bélemnites. Sa position à la partie supérieure de la formation indique une tendance générale à la régression.

**14. Formations des Calcaires à ammonites et Argiles à poissons (Toarcien).** Sur la surface ravinée du toit du banc de Roc, se développent deux membres lithologiques peu sujets aux variations :

- les argiles à poissons ;
- les calcaires et marnes à ammonites (Dangeard, 1951).





**Fig. 8 - Coupe stratigraphique du Pliensbachien et du Toarcien au Sud de Bretteville-sur-Odon** (in Duguet, 1997) (tranchée du périphérique sud, rive droite de l'Odon, bassin de décantation ; x = 398 700, y = 1 165 500)

Situés topographiquement sous la Malière profondément argilisée, dont les produits d'altération (argile à silex) ont fréquemment flué sur les pentes, le Toarcien, dont l'épaisseur totale n'excède pas 8 m, est difficile à observer dans de bonnes conditions. Ce n'est souvent 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'affleurement artificielles, 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. Les meilleures coupes se situent à Vaux-sur-Seulles et Vieux-Pont dans différentes anciennes carrières, dans les talus de la N 13, au Sud de Bretteville-sur-Odon, en rive droite de l'Odon au niveau de la passerelle du CR 4, et dans les anciennes carrières de Tilly-sur-Seulles et Fontenay-le-Pesnel.

Le premier membre est constitué 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 (Couche à *Koninckella*). Vers le sommet, un ou deux cordons à nodules de calcaires argileux sont fréquemment présents. Ces nodules peuvent contenir des débris osseux de poissons, des restes de reptiles et des fragments d'ammonites. L'épaisseur totale varie de 1 à 3 m. M. Rioult (1968) a pu détailler la coupe de la carrière de Tilly-sur-Seulles (déjà levée par R. Brasil, 1893, 1895a). Il distingue de bas en haut :

- 0,10 m de marnes sableuses rougeâtres avec fossiles remaniés du banc de Roc sous-jacent, parfois usés ou en fragments roulés, reposant sur le sommet du banc de Roc ;
- 0,40 m en deux bancs de calcaires marneux gris, séparés par un banc de marne grise et petits débris de lignite ;
- 0,10 m de marnes sableuses à petits brachiopodes et radioles d'oursins ;
- 0,80 m de marnes ;
- 0,20 m d'un cordon calcaire noduleux ;
- 0,60 m de marnes à poissons, divisées en un niveau de schistes-carton à débris de poissons, surmontant un banc calcaire de 2 à 10 cm de marnes grisâtres à lignites.

Dans la coupe de Bretteville-sur-Odon (fig. 8 et 9), O. Dugué (1997) a pu relever sur une épaisseur de 1 m :

- à la base des argiles, un niveau de biomicrite à texture de mudstone/wackestone bioturbée, à petits bioclastes micritisés, associés à des pelloïdes ferrugineux arrondis, attribuable à la zone à *Tenuicostatum*. Toutefois les couches à *Koninckella* n'ont pas été mises en évidence ;

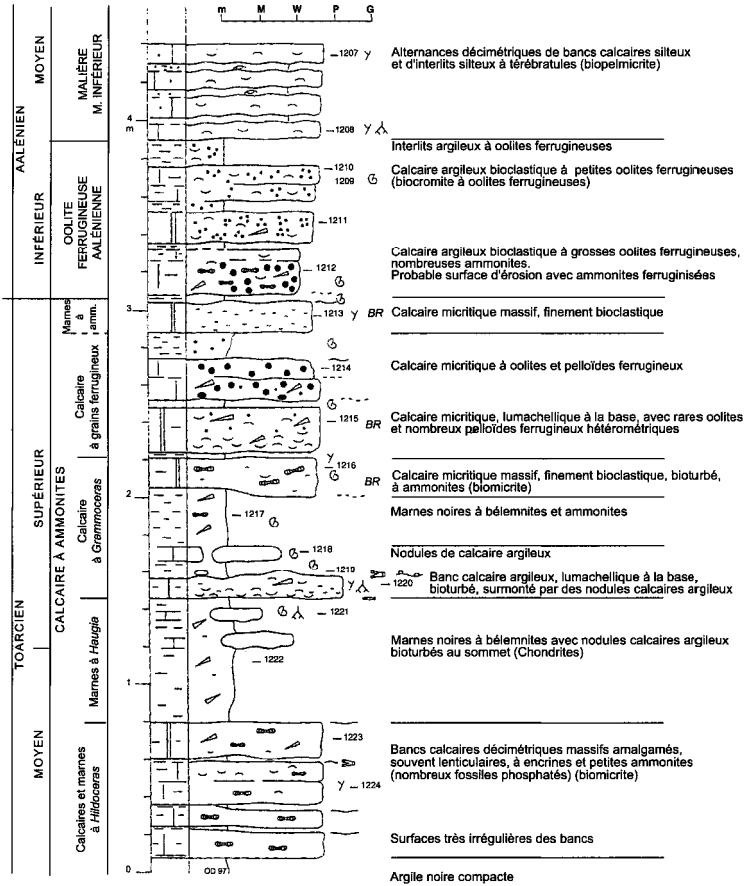


Fig. 9 - Coupe stratigraphique du Toarcien et de l'Aalénien, au Sud de Bretteville-sur-Odon (in Duguet, 1997), (tranchée du périphérique sud, rive droite de l'Odon, passerelle du CR4 ; x = 398 700 ; y = 1 165 400)

— des argiles noires, feuilletées et pyriteuses, avec imprégnations bitumineuses, avec, à leur partie supérieure, 0,15 m d'un à deux alignements de nodules calcaires décimétriques aplatis et bioturbés par des chondrites.

Le second membre, épais d'environ 5 m, est formé par des bancs calcaires 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 ; ils alternent avec des marnes grises à bélemnites, parfois pyriteuses. Certaines ammonites sont phosphatées ou parfois enrobées de couches concentriques de limonite. 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 (filaments de bivalves, spicules d'éponges), secondairement concentrés par une intense bioturbation.

Dans la coupe de Bretteville-sur-Odon, O. Dugué (1997) distingue, sur une épaisseur totale de 3,8 à 4,5 m :

—1,7 à 2 m de calcaires et marnes à *Hildoceras*. Ce sont des alternances décimétriques de marnes bioclastiques et de bancs de calcaires micritiques (wackestone/packstone) finement bioclastiques, bioturbés, avec nombreux fossiles phosphatés. L'épaisseur des bancs augmente vers le haut jusqu'à former des dalles de 0,20 m d'épaisseur, très riches en petites ammonites. Leurs surfaces inférieures sont souvent bioturbées par des pistes et galeries de *Thalassinoides*. Leurs surfaces supérieures sont ondulées et irrégulières ;

—0,7 m de marnes à *Haugia*, noires, pyriteuses, riches en petites bélemnites, accompagnées de quelques fossiles phosphatés. Au sommet, elles présentent des nodules aplatis de calcaire argileux, bioturbés par des *Chondrites* et *Thalassinoides* ;

—1,2 m de calcaires à *Grammoceras*, débutant par un banc de calcaire bioclastique (packstone/wackestone) intensément bioturbé (*Chondrites*, *Thalassinoides*). Des accumulations coquillères de grands bivalves sont surtout concentrées à la base, avec des coquilles retournées. La surface supérieure du banc est très irrégulière, bosselée, et recouverte par des galets remaniés intraformationnels et par des nodules calcaires argileux. Il est surmonté par des marnes noires à ammonites et bélemnites ;

—0,8 m de calcaires (wackestone/packstone) à grains ferrugineux, sous forme d'alternances décimétriques de bancs calcaires bioclastiques grossiers et mal classés à ammonites, bélemnites et bivalves, s'enrichissant vers le haut en pelloïdes ferrugineux et plus rares oolites ferrugineuses hétérométriques ;

—0,4 à 0,8 m de marnes grises à ammonites phosphatées mal conservées, en partie érodées par la formation sus-jacente. Elles présentent localement

un banc calcaire micritique massif (wackestone), homogène et très fin, dépourvu de grains ferrugineux.

Sur la terminaison sud du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne, à Fontaine-Étoupefour, une partie des « poches à gastéropodes » de J.-A. et E. Eudes-Deslongchamps (1836), avaient fourni une faune toarcienne. Ces affleurements sont devenus inaccessibles.

La faune, nombreuse dans toute cette succession, a été détaillée par M. Rioult. Dans le cadre de la feuille ont été relevés :

- pour la faune de poissons : *Leptolepis coryphaenoides* (Bronn) et *Lepidotes elvensis* (Bl.) ;
- pour les céphalopodes, principalement des ammonites avec de nombreuses espèces d'*Hildoceras* et *Harpoceras* : *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Hildoceras* du groupe des *sublevisoni* Fuc, *Hildoceras* variées figurées par Mitzopoulos, Merla, Zanzucchi. *Harpoceras* du groupe de *H. falcifer* (J. Sow.), *H. concinnum* S. Buck., *H. cf. mulgravium* (Y. et B.), *H. sublevisoni* Fuc, *Harpoceratoides alternatus* (Simpson), *H. sp.*, *Hildaites sp.*. Mais aussi *Dactylioceras* commune (J. Sow.), *D. holandrei* (d'Orb.), *D. (Orthodactylites) semicelatum* (Simpson), *Dumortiera pseudoradiosa* (Branco), *D. radiosa* (Seeb.), *D. striatulocostata* (Qu.), *D. munieri* (Haug.), *D. prisca* S. Buck., *Catullocceras dumortieri* (Thioll.), *C. leesbergi* (Branco), *Catacceloceras foveatum* (Simpson), *Haugia jugosa* (J. Sow.), *H. variabilis* (d'Orb.), *Brodieia cf. curva* S. Buck., *Maconiceras sp.*, *Chartronia rudis* (S. Buck.), *Lytoceras sublineatum* (Oppel), *Phylloceras heterophyllum* (J. Sow.), *Hammatoceras insigne* (Schubl.), *Esericeras occidentale* (Haug), *E. eseri* (Oppel). *Hildaites sp.*, *Phymatoceras (Chartronia) rudis* (Simpson), *Dumortiera moorei* (Lyc.), *D. axigua* Buck., *Accrocoelites sp.*, *Cenoceras sp.*, *Grammoceras doerntense* (Denck.), *G. cf. thouarsense* (d'Orb.), *G. cf. striatulum* (J. Sow.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. cotteswoldice* S. Buck., *P. quadratum* (Haug.), *P. muelleri* (Denck.), *P. bingmanni* (Denck.), *Pseudolioceras compactile* (Simps.), *Pleydella aalensis* (Ziet.), *P. subconta* (Branco), *P. mactra* (Dum.), *Cotteswoldia costulata* (Ziet.) ;
- des bélemnites dont *Aulaciteuthis harleyi* (Mayof) ;
- de petits brachiopodes : *Cadomelle moorei* (Dav.), *Nannirhychia pygmaea* (Morris), *Sphaeroidothyris globulina* (Dav.), *Pseudokingena deslongchampsii* (Dav.), *Steinmannia bronni* (VOLTZ) ;
- des lamellibranches tels que *Plagiostoma toarcensis* (d'Orb.) ;
- enfin, des articles de crinoïdes et des radioles d'oursins.

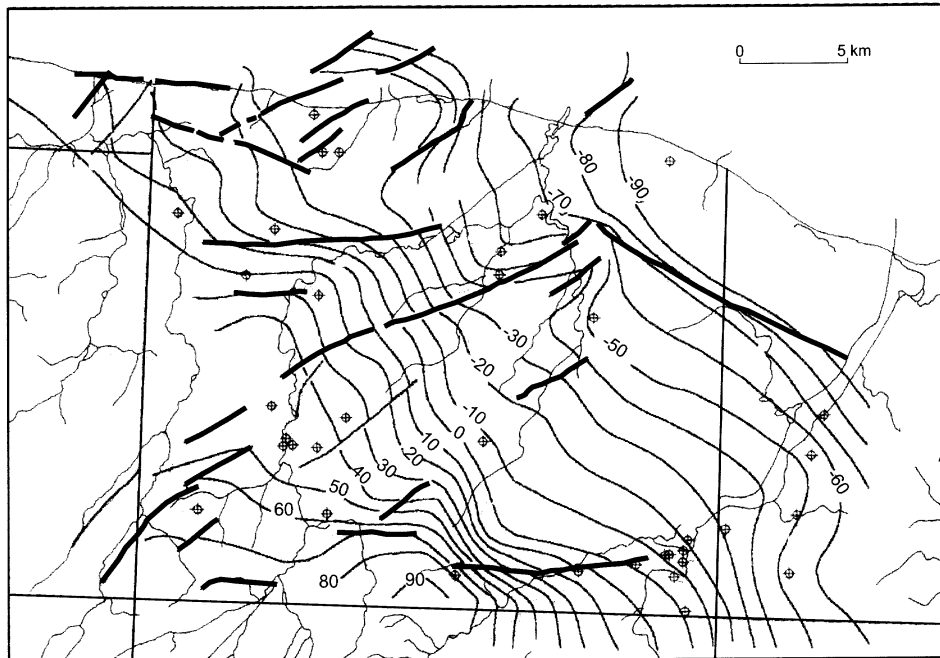
Le découpage stratigraphique détaillé de cette période ainsi que les différentes zones d'ammonites sont présentés sur la figure 7. Les couches à poissons représentent, à la base, la zone à *Tenuicostatum*, tandis que les



cordons de nodules fossilifères représentent la sous-zone à *Elegantulum* de la zone à *Spinatum*. Les calcaires à ammonites représentent toutes les sous-zones depuis *Falciferum* jusqu'à *Pseudoradiosa*. Les horizons à *Aalensis* sont généralement remaniés à la base de la zone à *Opalinum* de l'oolite aalénienne sus-jacente.

Vers l'Ouest, le Toarcien garde des caractères analogues à ceux du Bessin. Dans le bassin de Sainte-Mère-Église, 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. Vers l'Est, sur la feuille Caen, les Argiles à poissons et les Calcaires à ammonites sont encore présents en sondages (Bigot, 1939). Les argiles semblent moins épaisses (0,5 m) sur l'écueil du synclinal paléozoïque enfoui de Ranville, mais les calcaires atteignent encore 5 m d'épaisseur. Les Argiles à poissons ont été reconnues sur les fonds de la Manche, au Nord-Ouest de la Hague (Larsonneur et Rioult, 1969) et au Havre (Rioult et Fily, 1980). Vers le Sud, à proximité des écueils, les Argiles à poissons s'amincissent et se chargent en pelloïdes ferrugineux, ou encore se biseautent et disparaissent sur les arêtes de grès paléozoïques. Au-dessus, les alternances de marnes et calcaires sont alors remplacées par des bancs calcaires biomicritiques condensés et superposés, à ammonites phosphatées et enrichies également en pelloïdes ferrugineux.

Les argiles noires à poissons constituent la base imperméable de l'aquifère calcaire aaléno-bajocien sus-jacent. À ce titre, elles ont souvent été atteintes en sondage, et leur faciès caractéristique a pu être reconnu de façon fiable. Les informations données par 34 forages de la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM donnent donc une bonne image de la surface que constitue la base du Toarcien (fig. 10). Culminant à 90 m d'altitude au Sud-Ouest, la base des argiles noires s'abaisse à -102 m dans l'angle nord-est de la feuille sur le littoral entre Saint-Aubin et Bernières-sur-Mer (sondage BSS n° 96 8X 0001) ce qui donne une pente moyenne de 0,7 %. La relative régularité des isobathes de cette surface montre qu'à cette période, et dans le cadre de la feuille, les structures du socle ont été largement ennoyées.

Les Argiles à poissons se sont déposées dans des conditions presque euxiniques, dans des eaux très calmes, 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 du Domérien (Rioult et Fily, 1980). Quant aux Calcaires à ammonites, ils témoignent d'un rétablissement des conditions de plate-forme marine ouverte sur le large, dans un environnement calme, peu agité, situé sous le domaine d'action des vagues de tempêtes. Cette sédimentation est enrichie épisodiquement par des apports coquilliers plus grossiers de bivalves et échinodermes attestant d'une énergie hydrodynamique plus forte. Vers la fin du Toarcien, ces apports coquilliers deviennent ferruginisés, en relation avec un ralentissement sédimentaire.



 Failles   
  Isobathes de la base des Argiles à poissons (en mètre)   
  Sondages BSS

**Fig. 10 - Isobathes de la base du Toarcien dans l'emprise de la feuille Bayeux-Corseulles**

## Jurassique moyen : Dogger

### Aalénien - Bajocien

La description des unités lithostratigraphiques, qui suit, revêt une importance toute particulière dans la géologie normande. Elle traite, en effet, des formations du Jurassique moyen qui ont contribué à la définition par d'Orbigny (1850, 1852) de l'étage Bajocien, dont le site éponyme est la ville de Bayeux (Bajoce en latin). Il importe donc de bien préciser ici les limites utilisées pour la représentation cartographique (essentiellement lithologiques) et les regroupements nécessaires qu'ils impliquent, par rapport aux limites chronostratigraphiques. Les assises suivantes sont concernées (tabl. 1) :

Formations	Âge	Regroupements cartographiques
Calcaires à spongiaires	sommet du Bajocien supérieur	j2CS
Oolite ferrugineuse de Bayeux	Bajocien moyen à supérieur	j20
Oolite ferrugineuse aalénienne de la « Malière »	Aalénien moyen à Bajocien inférieur	j1-2Ma

**Tableau 1 - Correspondance entre unités cartographiques et ensembles chronostratigraphiques de la période Aalénien - Bajocien**

Le découpage stratigraphique détaillé de cette période dans le Bessin, ainsi que les différentes zones d'ammonites, sont présentés sur la figure 11. A la partie médiane de l'ensemble bajocien, l'Oolite ferrugineuse de Bayeux - niveaux d'épaisseur à peine métrique - n'en constitue pas moins un horizon de toute première importance dans la géologie de la Basse-Normandie. Son contenu fossilifère, d'une grande richesse et particulièrement bien préservé, a largement contribué à sa renommée.

Différents sites des environs de Bayeux ont été étudiés et sont cités par d'Orbigny, dont la plupart sont des carrières aujourd'hui comblées et inaccessibles. À l'heure actuelle, c'est le site de la falaise littorale des hachettes, situé à mi-chemin entre Sainte-Honorine-des-Pertes et Port-en-Bessin (x = 373 500, y = 1 188 100), sur la feuille voisine de Grandcamp-Maisy (Fily, 1989), qui a été choisie pour représenter le stratotype (Rioul, 1962). Dans le cadre de la feuille, une nouvelle coupe de référence (Dugué, 1997) a été mise à jour dans les travaux du périphérique sud de Caen, sous le pont de Bretteville-sur-Odon (fig. 12).

Les fossiles de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux furent connus dès le début du XIX<sup>e</sup> siècle. A. d'Orbigny (1852) exploita ensuite des collections et observations des géologues normands : A. de Caumont (1828)



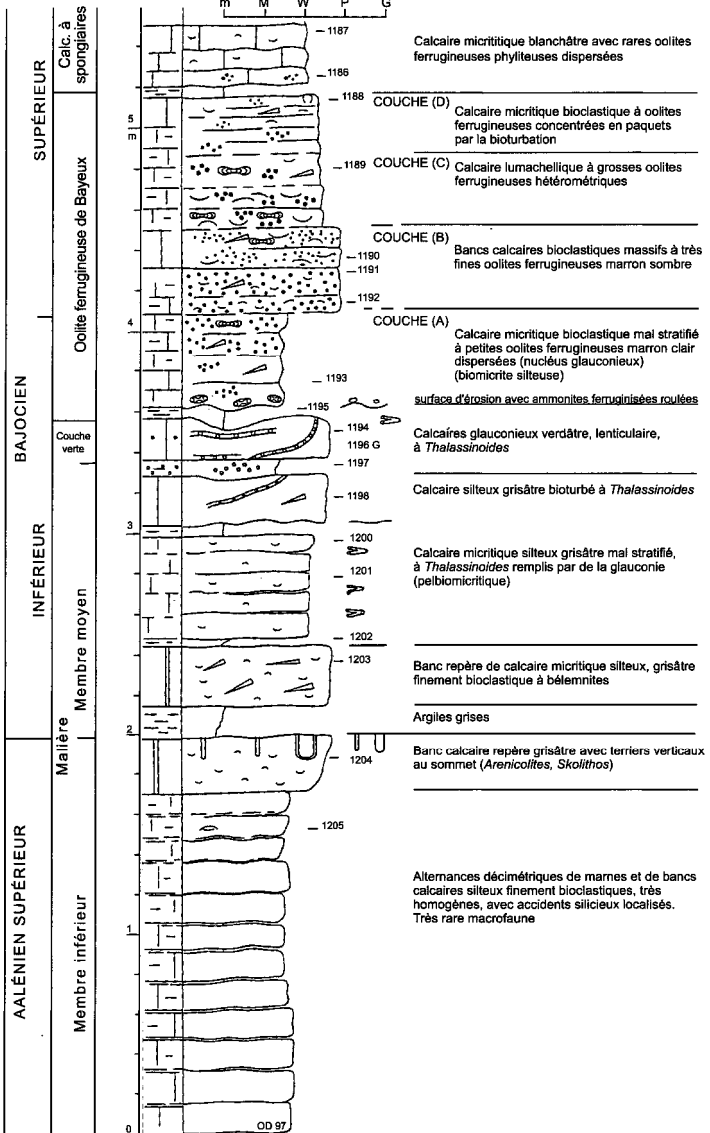


Fig. 11 - Coupe stratigraphique de l'Aalénien et du Bajocien au pont de Bretteville-sur-Odon (in Dugué, 1997) (tranchée du périphérique sud ; x = 398 300, y = 1 166 000)

Étages	Zones	Sous-zones	BESSIN (Riout, 1987)		
BATHONIEN INFÉRIEUR	Zig zag	Macrescens	Marnes de Port Couches de passage	(b)	
		Convergents		(a)	
		Bomfordi		CALCAIRE À SPONGIAIRES	
BAJOCIEN	SUPÉRIEUR	Parkinsoni	OOLITE FERRUGINEUSE DE BAYEUX	Couche (d)	
		Garantiana		Acris	Couche (c)
				Tetragona	
				Subgaranti	
				Dichotoma	
		Niontense		Schroederi	Couche (b)
				Baculatum	
				Polygyralis	
				Banksi	
				Humphriesianum	
	Humphriesianum				
	Paululus				
	Edouardian				
	INFÉRIEUR	Sauzei	Hebridica	COUCHE VERTE	
		Laeviscula	Laeviscula		
			Ovalis		
		Discites			
	AALÉNIEN	SUPÉRIEUR	Concavum	Formosum	MALIÈRE
				Concavum	
		MOYEN	Murchisonae	Gigantea	
Bradfordensi					
Murchisonae					
Haugi					
INFÉRIEUR		Opalinum	Comptum	Oolite ferrugineuse aalénienne	
			Opalinum		
TOARCIEN		Aalensis			

Fig. 12 - Découpage stratigraphique des séries de l'Aalénien et du Bajocien du Bessin (in Riout et al., 1991)

et J.-A. Eudes-Deslongchamps (1838), E. Eudes-Deslongchamps (1865), E. Munier-Chalmas (1892) et A. Opper (1854 - 1856). L. Brasil (1895a) a apporté quelques précisions stratigraphiques. La révision du stratotype historique a été reprise par M. Rioult (1962a). Des résultats plus récents ont été apportés par G. Pavia (1994) et H. Gauthier et *al* (1995, 1996). A. d'Orbigny a inventorié plus de 600 espèces dans les différents gîtes du Bajocien, qu'il n'est pas possible de détailler dans le cadre de cette notice. Les éponges siliceuses et calcaires apparaissent dès la « Malière », mais deviennent vraiment abondantes dans le membre des Calcaires à spongiaires. Il y a peu de cœlentérés. Bryozoaires, brachiopodes, gastéropodes, échinides et bivalves sont plus fréquents. Les céphalopodes sont abondants, en particulier dans l'Oolite ferrugineuse : bélemnites, nautilus et ammonites remarquablement préservés. Au Bajocien inférieur, on trouve principalement des *Sonniniidae*, les dernières *Graphoceratidae* et la diversification des premiers *Stephanocerataceae*. Au Bajocien moyen, on assiste à l'explosion des *Stephanocerataceae*. Au Bajocien supérieur, on trouve des *Perisphinctaceae* avec *Leptosphinctinae*, *Parkinsoniidae* et *Morphoceratidae*.

**j1-2Ma. Formation de l'Oolite ferrugineuse de la « Malière » (Aalénien - Bajocien inférieur).** Un premier niveau d'oolite ferrugineuse surmonte et ravine le Toarcien. Il est surmonté à son tour par l'Oolite ferrugineuse aalénienne de la « Malière ». Épais de moins d'un mètre, cet horizon est constitué par un niveau de calcaire micritique, oolitique ferrugineux, coquillier, de couleur ocre jaunâtre. Il est relativement exceptionnel à mettre en évidence en affleurements naturels, les produits d'altération argileux de la Malière sus-jacente ayant la plupart du temps recouvert ce mince horizon. On peut en voir des affleurements caractéristiques dans les tranchées du périphérique sud de la ville de Caen, au Sud de l'Odon, où son épaisseur est comprise entre 0,15 et 0,8 m.

On trouve à sa base des oncoïdes ferrugineux dont le diamètre peut atteindre 1 cm, des galets perforés, des lithoclastes ferruginisés et des débris de fossiles de la formation sous-jacente, dont des ammonites phosphatées, fragmentées, roulées et remaniées, dispersées dans une matrice micritique bioturbée à oolites ferrugineuses dispersées. Beaucoup de ces fossiles montrent un remplissage spathique. Ces éléments assez grossiers, ferrugineux, sont très caractéristiques de ce niveau. Dans la coupe du périphérique de Caen, au Sud de Bretteville, O. Dugué a pu distinguer trois alternances décimétriques de marnes à bivalves, bélemnites et ammonites et de bancs calcaires micritiques bioclastiques mal stratifiés. Les oolites ferrugineuses hétérométriques deviennent moins nombreuses et mieux calibrées vers le haut.

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. Il est tronqué à son tour par une surface d'érosion marquée par une lacune de la sous-zone à Comptum.

Ce niveau a été reconnu du Cotentin à la région de Falaise. Vers le Sud, en direction des écueils paléozoïques, il passe latéralement à des pavages d'oncolites ferrugineux (Dugué et *al.*, 1997), puis il disparaît au Sud de Falaise. Il est en revanche absent du sondage du Havre (Rioul, 1980).

Le faciès de ce niveau condensé, oolitique, avec ferruginisation des divers clastes, indique que le bruit de fond de la sédimentation toarcienne se poursuit au début de l'Aalénien. Il confirme également la tendance au ralentissement de la sédimentation amorcée à la fin du Lias.

• **Matière. Calcaire argileux à silex.** La Malière (la « pierre malière » est un ancien terme de carrier) est largement répandue dans toute la partie ouest et sud de la feuille où elle est surtout représentée par son produit d'altération typique : l'argile à silex. Suffisamment développée pour former une entité cartographique, celle-ci empâte les plateaux et les flancs de part et d'autre des vallées de la Seulles, de l'Aure et de l'Odon. La roche saine est rarement exposée. Elle est le plus souvent présente sous la forme de calcaire totalement décalcifié à silex noirs à gris.

La Malière recouvre la surface érodée de l'Oolite ferrugineuse aalénienne. C'est une alternance régulière de bancs de calcaires fins gris ou beiges argilo-silteux, à silex, en bancs de 0,50 m d'épaisseur séparés par des délits marneux. Les silex sont en tables épaisses de 0,20 m en moyenne ou en nodules biscornus, de couleur noire caractéristique, « dépigmentés » en gris ou blanc. Ils dominent dans la partie médiane de la formation. Le calcaire est une biomicrite bioturbée, silto-sableuse, surtout à la base, à spicules d'éponges, parsemée de pelloïdes ferrugineux plutôt vers la base et de grains de glaucome surtout vers le sommet. Ces couches sont peu fossilifères et contiennent quelques bivalves. A l'Ouest, vers Bayeux, la Malière, épaisse de 8 m, contient d'abondants silex. Vers l'Est, dans la région de Caen, son épaisseur diminue (6 m dans la coupe de Bretteville) et les accidents siliceux sont beaucoup moins nombreux ou disparaissent. Le contenu quartzueux décroît vers le sommet à l'inverse de la glauconie qui devient de plus en plus abondante vers les « couches vertes supérieures ».

Lorsqu'elle est bien exposée et bien développée, la Malière peut se subdiviser en trois membres. Les membres inférieur et moyen sont biomicritiques, à accidents siliceux et de plus en plus glauconieux. Le sommet du membre moyen est intensément creusé et érodé (surface de Sainte-Honorine 1 ; *in* Rioul et *al.*, 1991) par le membre supérieur épais de moins d'un mètre. Très riche en glauconite, ce membre supérieur est qualifié de « couche verte ». C'est en fait un dépôt conglomératique qui remplit les

irrégularités du membre moyen. Un arrêt de sédimentation complexe (surface de Sainte-Honorine 2) recoupe à la fois le sommet du membre supérieur et les niveaux les plus hauts du membre moyen et supporte l'Oolite ferrugineuse de Bayeux.

Dans la région de Bayeux la coupe synthétique (8 m) est la suivante :

- membre inférieur épais de 1 à 3 m consistant en alternances décimétriques régulières de biomicrites bioturbées et de marnes jaunâtres à grises. On note quelques apports silto-gréseux à la base et des silicifications locales. Des floccules limoniteux sont dispersés dans la roche ;
- membre médian épais de 4 à 5 m représentant des dépôts plus profonds. Il s'agit d'une biomicrite à spicules d'éponge et nombreux accidents siliceux. Le contenu en glauconite détritique s'accroît vers le haut ;
- « couches vertes » à galets phosphatés et débris de fossiles empruntés au membre sous-jacent, enveloppés par de la glauconite authigène. Le tout est cimenté dans une biomicrite glauconitique.

Dans la région de Caen, la coupe de Bretteville (Dugué, 1997) épaisse de 6 m est la suivante (fig. 12) :

- 3m d'une alternance régulière de bancs de calcaires bioclastiques bioturbés grisâtres, fins et homogènes, séparés par des interlits marneux centimétriques à grosses térébratules. L'épaisseur des bancs calcaires augmente progressivement vers le haut aux dépens des interlits. Les bancs deviennent alors massifs et amalgamés. Cette unité se termine par un gros banc calcaire présentant des terriers verticaux (*Arenicolites*, *Skolithos*) ;
- 2,4 m, débutant par un banc calcaire grisâtre à nombreuses bélemnites. Il est surmonté par un ensemble de bancs calcaires noduleux mal stratifiés, glauconieux et bioturbés par des Thalassinoides secondairement remplis par des sables glauconieux, puis par des bancs calcaires micritiques plus massifs, bioturbés ;
- 0,4 m d'un horizon lenticulaire formant la « couche verte », représenté par des sables glauconieux remplissant à la fois les pistes-galeries sous-jacentes et les irrégularités de la surface d'érosion inférieure.

Le membre inférieur représente l'Aalénien moyen à supérieur (zones à Murchisonae - Concavum). Les membres moyen et supérieur représentent le Bajocien inférieur (respectivement zones à Discites - Laeviuscula et zone à Sauzei).

Vers le Sud, en direction de May-sur-Orne puis Falaise, la Malière s'amincit et devient très fossilifère sur les écueils paléozoïques. Vers l'Ouest (feuille de Grandcamp-Maisy), la Malière garde l'épaisseur et le

faciès constant qui la caractérise dans le Bessin. Elle affleure remarquablement au lieu-dit de la falaise des Hachettes où est défini le stratotype du Bajocien. Vers l'Est, elle a été recoupée dans plusieurs sondages. Elle totalise 4 à 6 m d'épaisseur au niveau de la prairie de Caen, et apparaît sous forme de niveaux condensés (1,30 m) dans les forages de reconnaissance du synclinal paléozoïque enfoui de Ranville (feuille Caen).

Au-dessus de la discontinuité surmontant l'Oolite ferrugineuse aalénienne, la Malière représente une séquence transgressive de plate-forme en limite des parties interne et externe, où l'eau s'approfondit, encadrée par deux épisodes d'érosion - condensation. Le maximum de la transgression se situe au sommet du membre moyen. Les bancs supérieurs (« couches vertes ») marquent un ralentissement du taux de sédimentation, avec démantèlement et remaniement, et diminution des apports terrigènes continentaux, en relation probable avec des mouvements épirogéniques positifs.

**J20. Formation de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux (Bajocien moyen à supérieur).** Cette formation carbonatée ferrugineuse, très fossilifère, épaisse de 1 à 2 m, nivelle les irrégularités de la surface d'érosion du sommet de la Malière. Sa faible épaisseur n'a pas empêché les spécialistes, attirés par sa richesse faunistique, de la subdiviser en divers horizons (a, b, c, d) dont la continuité régionale est remarquable bien que d'épaisseur relativement variable. Dans les limites de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer, le seul affleurement de référence actuellement accessible, permettant de l'étudier en détail (Dugué, 1997) se situe dans la tranchée du périphérique sud de Caen, sous le pont de Bretteville-sur-Odon. Les anciens sites étudiés autour de Bayeux par les auteurs normands se situent dans des carrières aujourd'hui comblées. Partout ailleurs, les indications cartographiques portées par la carte géologique correspondent à des occurrences en labours excluant toute analyse séquentielle.

L'Oolite ferrugineuse est composée de bioclastes et d'oolites ferrugineuses et pisolites en différentes proportions, disséminés dans une matrice boueuse calcaire de couleur beige, plus ou moins bioturbée.

Dans la coupe de Bretteville, O. Dugué (1997) a pu distinguer trois unités sédimentaires (fig. 12) :

**- couche a : sommet du Bajocien inférieur (zone à *Humphriesanium*).**

A la base, on trouve un calcaire micritique bioclastique, mal stratifié, de couleur crème, avec de petites oolites ferrugineuses. Les oolites ferrugineuses, de couleur marron clair, sont hétérométriques et dispersées dans une matrice micritique prédominante. La bioturbation reste diffuse et aucune trace de fossile n'a été identifiée. Le microfaciès est celui d'une biomicrite silteuse à oolites ferrugineuses, à texture de wackestone/packstone. Les bioclastes micritisés et non ferruginisés d'échinodermes et de bivalves sont

nombreux, bien classés et de petite taille, associés à des foraminifères benthiques. Le noyau des oolites est fréquemment constitué par de la glauconie ou plus rarement de la micrite. Les lamines oolitiques sont nombreuses, discontinues et non encroûtées. De nombreuses oolites ferrugineuses sont cassées et présentent plusieurs stades d'oolitisation. Des sables quartzeux très fins, non usés, sont dispersés dans la matrice micritique prédominante, bioturbée. Cet horizon correspond latéralement au « conglomérat de Bayeux » du stratotype du Bajocien (feuille Grancamp-Maisy). Dans cette dernière localité, le faciès conglomératique est composé de grands oncoïdes ferrugineux, remaniant le sommet de la Malière.

- **couches b et c : Bajocien supérieur (zone à Niortense et zone à Garantiana)**. Cette unité est définie par des bancs calcaires micritiques plus massifs, à oolites ferrugineuses marron sombre, vernissées. A l'affleurement, deux grandes dalles sont séparées par un interlit argileux. Par rapport à l'unité basale, les bioclastes apparaissent plus nombreux et les oolites ferrugineuses sont à la fois plus nombreuses et plus petites. De plus gros Bivalves ferruginisés et altérés, gastropodes, bélemnites et ammonites sont dispersés dans l'ensemble. En lame mince, le microfaciès est celui d'une biomicrite silteuse à oolites ferrugineuses et à texture de wackestone. Les oolites homogènes, bien classées, de petite taille, avec des noyaux glauconieux ou micritiques, constituent l'élément dominant. Les lamines sont nombreuses et toujours non encroûtées. Les noyaux glauconieux apparaissent moins fréquents et les oolites brisées plus rares. Les bioclastes, abondamment micritisés, sont constitués par des échinodermes et des bivalves. Localement, les sables quartzeux très fins, non usés, apparaissent nombreux au sommet de la première dalle ;

- **couche d : Bajocien supérieur (subzone à Parkinsonii)**. La dernière unité est un calcaire micritique bioclastique grossier, lumachellique à la base (gros bioclastes de bivalves à tests calcitiques), caractérisé par de grosses oolites ferrugineuses hétérométriques, isolées ou concentrées en paquets par la bioturbation. Par rapport aux bancs sous-jacents, un contraste granulométrique apparaît dans la taille des oolites et des bioclastes. La macrofaune est composée de nombreux *Pleurotomaria*, de térébratules, quelques *Pholadomya* au sommet, des bélemnites et des ammonites. Il s'agit d'une biomicrite à oolites ferrugineuses, à texture de packstone. Les oolites ferrugineuses sont abondantes, grossières et assez bien calibrées. Elles se caractérisent par des noyaux qui ne sont pas glauconieux, mais souvent constitués par des protooolites. Les lamines sont nombreuses, fines, irrégulières et non encroûtées. Entre ces lamines, de nombreux décollements de lamines sont cimentés par de la calcite.

Alors que la base de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux repose indifféremment sur les « couches vertes » du membre supérieur de la Malière ou sur le membre moyen de cette dernière, son sommet est recoupé par une nette

surface plane (surface de Sainte-Honorine 4). Dans la coupe de Bretteville, il correspond à un diastème argileux et ferruginisé de 5 cm.

On note dans cette coupe quelques différences par rapport à la coupe du stratotype de la falaise des Hachettes (feuille Grandcamp-Maisy). Dans cette dernière localité, la couche « a » est représentée par le Conglomérat de Bayeux, accumulation d'oncolites aplatis ferrugineux de 1 à 15 cm de diamètre, surmontée par un dallage stromatolitique ferrugineux affecté par un réseau polygonal de fentes (surface de Sainte-Honorine 3). Les couches « b » et « c » sont plus distinctes dans le stratotype. La couche « d », avec ses bioturbations caractéristiques est en revanche similaire.

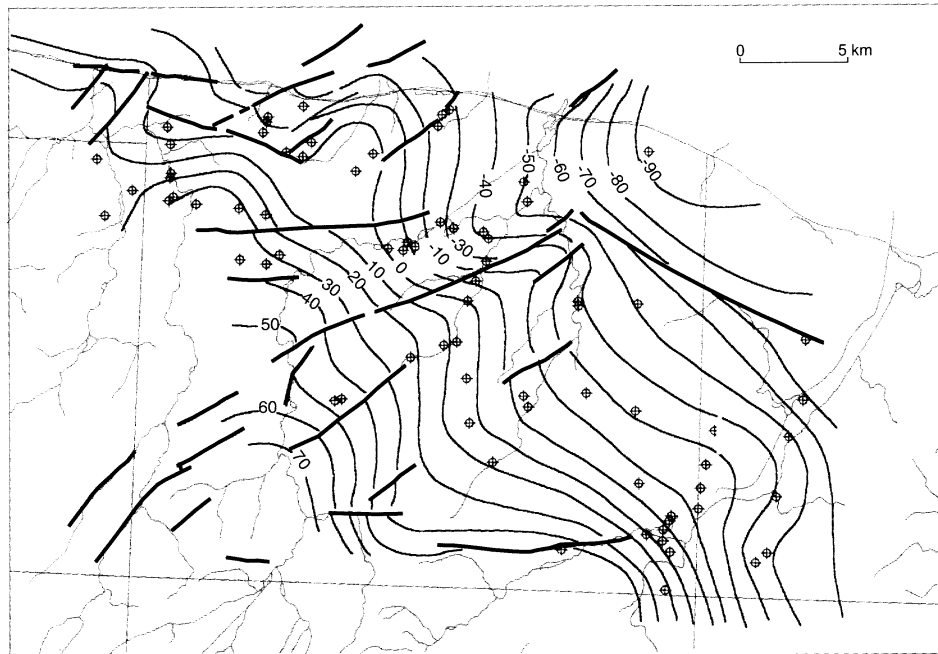
A l'instar de la « couche verte » qui marque le sommet de la Malière, l'Oolite ferrugineuse de Bayeux représente une séquence condensée typique. Les oncoïdes ferrugineux sont liés à l'activité biologique de cyanobactéries, dans la zone photique, qui ont précipité le fer autour d'un nucléus. Ce dernier est formé soit d'un lithoclaste, soit d'un bioclaste remanié. Ils présentent peu de signe de transport. Ces dépôts se caractérisent également par l'absence de sable quartzeux. Ils correspondent à un épisode de sédimentation - érosion sur haut-fond de mer ouverte, éloigné des côtes, dans des conditions voisines de l'émersion.




Les faciès condensés et ferrugineux de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux sont connus sur toute la partie nord-est de la bordure armoricaine, depuis le Cotentin jusqu'à la région du Havre. Ils sont particulièrement bien développés dans le Bessin et la Campagne de Caen. Vers le Sud (feuille Villers-Bocage), à l'aplomb des écueils paléozoïques, la formation oolitique peut localement s'épaissir. À May-sur-Orne, elle est épaisse de 2 m et devient sableuse. À Feuguerolles-sur-Orne, elle atteint localement 3,50 m (Gauthier et *al*, 1995). Quelques passées de silts quartzeux s'y intercalent. Au-delà (feuille Falaise), l'Oolite ferrugineuse passe à des calcaires boueux bioclastiques à brachiopodes (Calcaires à *Acanthothyris spinosa*). Vers l'Est, elle a été recoupée dans les sondages de reconnaissance du synclinal paléozoïque enfoui de Ranville (feuille Caen) où elle mesure 1,20 m. Au Nord-Est, l'Oolite ferrugineuse a été retrouvée en sondages en baie de Seine et jusque dans le pays de Caux.

Ce niveau repère a été relevé dans 78 sondages, ce qui permet d'en dessiner la carte des isobathes (fig. 13).

**j2Cs. Formation des Calcaires à spongiaires (sommet du Bajocien supérieur).** Dernier membre du triptyque bajocien, les Calcaires à spongiaires forment une unité très caractéristique du paysage géologique de ces régions de Normandie. Il correspond à l'Oolite blanche des anciens auteurs. C'est un calcaire blanc, peu stratifié, riche en éponges siliceuses. Il se





 Failles   
  Isobathes de la base de l'Oolite ferrugineuse (en mètre)   
  Sondages BSS

**Fig. 13 - Isobathes de la base de l'Oolite ferrugineuse bajocienne dans l'emprise de la feuille Bayeux-Courseulles**

traduit généralement en surface par un semis de cailloutis calibrés de tailles décimétriques, parmi lesquels il n'est pas rare de trouver des éponges préservées en forme de cupules de taille décimétrique. La cassure présente un aspect porcelané. Très carbonaté, cet ensemble est fréquemment karstifié. Le paysage qu'il constitue est souvent parsemé de dolines ou d'entonnoirs de dissolution obturés par un résidu argileux. On peut en observer de grandes étendues en rive droite de la Seullès, entre Tilly-sur-Seullès et Creully ou, encore, aux environs de Cheux. En profondeur, ce niveau carbonaté constitue un aquifère de type karstique.

Les bancs calcaires, mal définis, d'épaisseur métrique à pluridécimétrique, sont bioclastiques, constitués essentiellement par un empilement d'éponges en débris ou intactes, en forme de coupe, percés, encroûtés. Le ciment est biomicritique, 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. La base est plus boueuse, bioturbée à gros bancs et grosses éponges. Dans la coupe de Bretteville-sur-Odon, elle est constituée par une micrite bioclastique (pelbiomicrite à oolites phylliteuses, ferrugineuses à texture wackestone/packstone) blanchâtre mal stratifiée, avec quelques rares oolites ferrugineuses. Vers le sommet, les lits d'éponges s'amincissent, et leurs tailles diminuent au profit de la matrice. Le sommet des Calcaires à spongiaires est un calcaire blanc à grumeaux argileux et pyriteux souvent oxydés en limonite, bioturbé au sommet (pelbiomicrite à texture de wackestone) et se terminant par une surface d'érosion nettement visible dans la zone des falaises littorales (surface de Port-en-Bessin 1, *in* Rioult et *al.*, 1991 et Dugué et *al.*, 1998).

L'épaisseur de ce membre avoisine les 10 m dans la région de Caen et s'épaissit vers l'Ouest (20 m à l'Ouest de Bayeux, sur la feuille Grandcamp-Maisy).

Séparé de l'Oolite ferrugineuse sous-jacente par une discontinuité, le sommet de la formation est érodé (surface de Port-en-Bessin 1, *in* Rioult et *al.*, 1991) par les « couches de passage » qui marquent la base du Bathonien. Au plan biostratigraphique, elle correspond à la partie supérieure de la zone à Parkinsoni, subzone à Bomfordi du Bajocien supérieur.

Après l'épisode à caractère condensé de l'Oolite ferrugineuse, le faciès des Calcaires à spongiaires dénote un accroissement 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 s'épaissit. 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 des actions des houles ordinaires, mais étaient atteintes par les vagues de tempête capables de retourner complètement des éponges de 30 cm de diamètre.

Les Calcaires à spongiaires s'étendent vers l'Ouest où ils forment la base de la falaise littorale sur la feuille Grandcamp-Maisy. Leur épaisseur est là de 9 à 12 m. Vers le Sud, en direction de falaise, l'épaisseur de ces dépôts se réduit et ils passent progressivement à des calcaires micritiques à *Acanthothiris spinosa*. Vers l'Ouest, dans les sondages du synclinal de Ranville, cette formation avec des caractères identiques a été recoupée sur 10-12 m. Au Nord-Est, elle a été retrouvée en sondages en baie de Seine et jusque dans le pays de Caux.

## Bathonien

Les terrains bathoniens sont largement transgressifs sur les précédents et beaucoup plus épais. Cette période correspond à l'édification d'une plateforme carbonatée en période de transgression généralisée. Le découpage des différentes formations est présenté en figure 14.

j3Cp. **Couches de passage (Bathonien inférieur).** Les couches de passage, épaisses de 0,50 à 1,20 m, représentent un horizon fossilifère, marqueur de la base du Bathonien, facilement repérable à la base des Marnes de Port-en-Bessin. Il n'a pu être individualisé cartographiquement que dans quelques localités. Il peut être observé notamment dans les talus du périphérique, à Bretteville-sur-Odon, au Sud-Ouest de Caen, dans les labours entre Tilly-sur-Seulles et Audrieu et de part et d'autre de Ryes, sur les deux flancs de la vallée de la Gronde.

Dans le Bessin, il a été décrit en détail par L. Guillaume (1927), dans la falaise littorale de Port-en-Bessin, sur la feuille voisine Grandcamp-Maisy. La surface de Port-en-Bessin 1 y est recouverte par trois petits bancs de calcaire argileux dur, bioclastique, phosphaté et glauconieux, lenticulaire, à surfaces bosselées, souligné par des interlits pyriteux et localement des galets intraformationnels. La bioturbation est intense et a effacé toute structure sédimentaire. Cette succession se termine par la surface de Port-en-Bessin 2, surface irrégulière érodée et percée, marquant un arrêt de sédimentation.

À l'Ouest dans le Bessin, ce niveau repère fossilifère a une épaisseur totale inférieure à 1 m. Dans la Campagne de Caen, à l'Est, on trouve un unique niveau de calcaire argileux bioturbé toujours fossilifère à ammonites (*Oxycerites yelovilensis*, *Procerites*, *Morphoceras macrecens*, Parkinsoniidées), bélemnites (*Belemnopsis bessinus*), et brachiopodes (*Sphaeroidothyris sphaeroidalis*, *Sphaenorhynchia* cf. *deslonchampsii*,

Étages	Zones	Sous-zones	BESSIN / CAMPAGNE DE CAEN		
CALLOVIEN inférieur	Macrocephalus	Kamptus	MARNES d'ESCOVILLE	Escoville	
		Macrocephalus			
BATHONIEN	supérieur	Discus	Discus	ARGILES de LION	Lion
			Hollandi	CALCAIRE de LANGRUNE	Luc 2
		Retrocostat.	Oppeli	CAILLASSES Céphalopodes	Luc 1 + Bernières
			Waageni	CALCAIRE de RANVILLE	Ranville
	Hodsoni		CAILLASSES de BLAINVILLE	Amfreville	
	moyen	Morrisi	Wagnericeras	CALCAIRE de BLAINVILLE	Bénuville
			Morrisi	CAILLASSES de LONGUES/FONTAINE-HENRY	Campagn.
		Subcontractus			Tracy 2
		Progracilis		CALCAIRE de ST. PIERRE/MONT	CALCAIRE de CREULLY
	inférieur	Tenuiplicatus		Calcaire de Caen	Arrom. 2 Arrom. 1
		Zigzag	Yeovilensis	MARNES de PORT-en-BESSIN Couches de passage	Port 2
			Macrescens		(C)
Convergens			(B)		
		(A)	Port 1		
BAJOCIEN supérieur	Parkinsoni	Bornfordi	Calcaire à spongiaires	Ste Honorine 4	
		Densicosta	Couche (d)		
			Oolite ferrugineuse de Bayeux	Couche (c)	
	Acris				
		Tetragona			

Fig. 14 - Découpage stratigraphique des formations bathoniennes dans le Bessin et la Campagne de Caen (*in Rioult et al., 1991*)

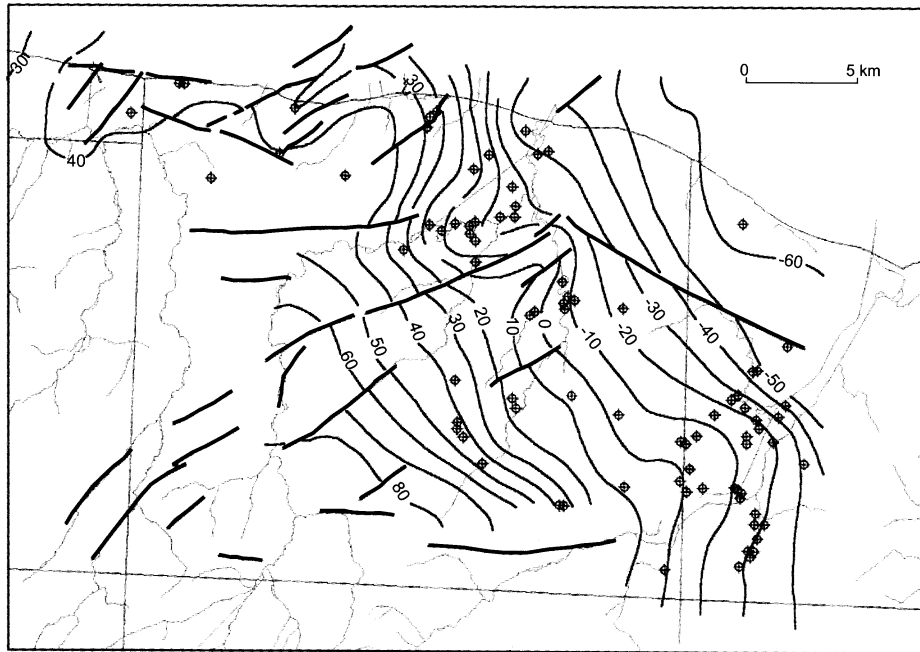
*Acanthothisis*, *Rhynchonoidella smithi*), à petits quartz et glauconie rare. Vers le Sud, ce niveau perd son individualité. Il n'est plus représenté sur les feuilles Mézidon (Deroin, 1999 et *al.*) et Villers-Bocage.




Les couches de passages appartiennent à la zone à Zigzag du Bathonien inférieur. Dans les falaises du Bessin, chacun des trois bancs constituant les « Couches de passage » correspond à une des trois sous-zones de la zone à Zigzag (Convergens, Macrescens et Yeovilensis).

Ces couches de transition entre Calcaires à spongiaires bajociens et Marnes de Port-en-Bessin bathoniennes représentent un nouvel horizon de condensation, dénotant une diminution puis un arrêt de la sédimentation à la base du Bathonien.

**j3PB ; j3Ca. Formation des Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur à moyen basai) ; Formation du Calcaire de Caen (Bathonien moyen).** Le couple Marnes de Port-en-Bessin - Calcaire de Caen est une composante importante de la géologie et du paysage géomorphologique de cette zone normande. À l'Est, le calcaire, principal substrat de cette cité (pour sa partie ancienne), détermine une cuesta remarquable dans toute la Campagne de Caen. En revanche, à l'Ouest, les marnes imperméables de Port-en-Bessin procurent un paysage plus doux occupé par des pâturages. Les Marnes de Port-en-Bessin, qui ne sont représentées que par quelques mètres à la base du Calcaire de Caen, à l'Est (« bancs bleus » des carriers), envahissent toute la série dans le Bessin, au détriment des calcaires. Au-delà de la rive gauche de la Seulles, le calcaire a complètement disparu. Le passage s'effectue graduellement, et il est souvent difficile de caractériser lithologiquement la zone de transition entre marne et calcaire, que ce soit en sondage ou en affleurement. Les calcaires ont été activement exploités comme pierre de taille (la « pierre de Caen ») dans et autour de l'agglomération caennaise. L'exploitation était active dès le Moyen-Âge et s'est poursuivie jusqu'au début du XX<sup>e</sup> siècle, d'abord à ciel ouvert, puis en souterrain par galeries et puits. Les vides, constitués au long des siècles, s'étendent sous plusieurs quartiers sur une superficie estimée à 300 ha. Les Marnes de Port-en-Bessin constituent le plancher imperméable de l'aquifère bathonien. Une carte en isobathes de cet interface, important pour les recherches de ressources en eau, est présentée en figure 15.

**j3PB. Formation des Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur à moyen basal).** Les meilleurs affleurements peuvent se trouver sur la falaise littorale entre Arromanches et Port-en-Bessin. A l'intérieur des terres, les marnes sont habituellement altérées en argile de couleur ocre à orange. Dans le secteur de Caen, il est exceptionnel de les trouver exposées.



 Faillies 
  Isobathes du sommet des Marnes de Port-en-Bessin (en mètre) 
  Sondages BSS

**Fig. 15 - Isobathes du sommet des Marnes ferrugineuses de Port-en-Bessin dans l'emprise de la feuille Bayeux-Courseulles**

La formation est représentée par des argiles et marnes sombres, compactes, massives, de couleur grise à noire, alternant parfois avec des calcaires argileux en bancs plus clairs de 0,10 m à 0,50 m d'épaisseur. Elles présentent une forte bioturbation qui masque souvent les structures sédimentaires initiales du dépôt. On relève plutôt à la base des pistes-galeries de type *Chondrites* et vers le sommet de type *Thalassinoïdes* ou de type *Walthonensis* Hallam. Le cortège argileux est représenté par des smectites, les illites restant accessoires. Les bioclastes, très fins, sont composés par des bélemnites (*B. bessin*), des bivalves pélagiques (*Bositra buchi* Roemer) et fousseurs (*Pholadomya* sp.), des spicules d'éponges, des foraminifères et des ostracodes. Des morceaux de bois flottés ont été récoltés.

Là où la formation se développe pleinement, c'est-à-dire dans le Bessin, et dans les bonnes conditions d'affleurement de la falaise côtière, on peut distinguer trois entités dont les caractères lithologiques s'expriment par des profils morphologiques sensiblement différents. La partie inférieure des marnes offre un profil abrupt, alors que la partie supérieure plus argileuse est moins redressée et affectée par de multiples petites loupes de glissements. La partie terminale fait transition avec les calcaires sus-jacents. Lithologiquement, on distingue (fig. 16) à la base des alternances de marnes passant progressivement à des bancs de calcaire argileux, sur une dizaine de mètres. L'épaisseur des niveaux calcaires augmente globalement vers le haut, au sein de trois sous-séquences stratocroissantes. Cette séquence est surmontée par un doublet repère de bancs calcaires de 0,5 à 1 m d'épaisseur, fortement bioturbés, dont la base et le sommet sont marqués par une surface de discontinuité (surface d'Arromanches 1 et 2). Vient ensuite une succession essentiellement argileuse sur environ 25 m, dont la partie supérieure s'enrichit en lits calcareux. Elle est elle-même limitée par la surface du Cap de la Percée qui supporte la formation des Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont.

Le cortège argileux est caractérisé par des smectites dominantes mal cristallisées, des illites ouvertes et de la kaolinite, dans la séquence inférieure. Au-dessus de la surface d'Arromanches 2, des changements radicaux interviennent, avec la prédominance de smectite bien cristallisée, d'illite accessoire et la disparition de la kaolinite. La teneur en silts quartzeux reste inférieure à 5 % dans la partie inférieure, pour atteindre 10 % dans la partie supérieure.

L'épaisseur du faciès marneux diminue vers le Sud-Est. Dans la région de Caen, l'équivalent du faciès des Marnes de Port-en-Bessin est représenté par 5 à 10 m d'une alternance de marnes et de bancs de calcaires argileux (« bancs bleus » des anciens carriers). A la base de cette séquence, se trouve un niveau de 0,60 à 1,20 m d'argile ou « banc bleu » *sensu stricto* des anciens géologues normands. Le faciès argileux disparaît progressivement vers le Sud, entre Caen et Bretteville-sur-Laize.





Dans le Bessin, la partie basale des marnes est à rattacher au sommet du Bathonien inférieur (zone à *Tenuiplicatus*). Le doublet de bancs calcaires marque la limite entre le Bathonien inférieur et moyen. Le reste de la séquence appartient à la zone à *Progracilis* de la base du Bathonien moyen.

Le milieu de sédimentation de cette unité est situé au-dessous de la ligne d'action des houles ordinaires, dans un environnement plus profond que les dépôts précédents, en milieu de plate-forme externe où se décantaient les particules argileuses et où, épisodiquement, arrivaient des décharges silteuses et bioclastiques mineures. Il se place de plus dans un contexte de subsidence rapide.

**j3Ca. Formation du Calcaire de Caen (Bathonien moyen).** On pourra en voir des affleurements caractéristiques sous le promontoire du château, au cœur de la vieille cité caennaise. Citons également les affleurements plus pittoresques des talus de l'ancienne voie ferrée (transformée en « promenade Napoléon premier »), dans la partie ouest de la ville et, enfin, les anciennes carrières (souterraines ou à ciel ouvert) du quartier de la Maladrerie. Le passage graduel au calcaire de Creully sus-jacent peut se suivre dans les anciennes douves du château et dans le secteur de Caen - Venoix, notamment le long de la voie ferrée.

On peut distinguer la succession suivante (fig. 17 ; Rioult, 1961, 1962b) :

- les « bancs bleus » des anciens carriers, épais de 5 à 10 m, sont constitués par une alternance marno-calcaire qui est rarement exposée. Ils constituent le plancher imperméable qui retient l'aquifère bathonien ;
- ils sont surmontés par une dizaine de mètres de calcaire micritique homogène, argileux, pyriteux, microdétritique, à ciment marneux, déposés en gros bancs à stratification entrecroisée à grande échelle (10 à 100 m en extension pour 1 à 2 m d'épaisseur). Les surfaces de bancs sont bosselées, soulignées par un mince liseré argileux. Ce faciès carbonaté (80 à 93 % de  $\text{CaCO}_3$ ) présente toujours une phase argileuse de smectites. La faune y est pauvre ;
- puis viennent 6 à 8 m de calcaire micritique crayeux à grain fin, tachant les doigts, qui correspondent aux couches de la pierre de taille ou Pierre de Caen (90 % de  $\text{CaCO}_3$ ). Les bancs sont plus réguliers, moins épais. Au milieu de cette séquence, se place le « banc royal » ou « banc à sauriens », épais de 1 à 2 m, qui a fourni les gisements de reptiles décrits par G. Cuvier (1824) et J.-A. Deslongchamps (1938, 1868). Ce dernier est surmonté par plusieurs bancs de moindre épaisseur, puis, après une discontinuité, la séquence se termine par des couches s'enrichissant en accidents siliceux concordants ou recoupants. Le cortège de minéraux argileux est constitué par des smectites, d'illite et quelques traces de kaolinite ;
- la partie terminale est un calcaire plus dur sparitique, oolitique à pseudo-oolitique ou graveleux, en couches moins épaisses, séparées par des lits ou

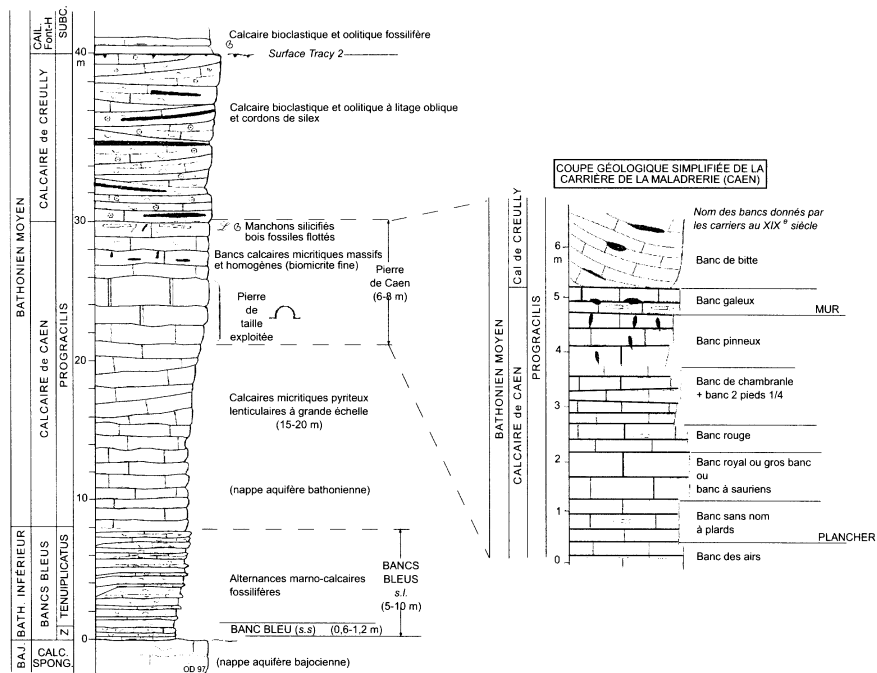


Fig. 17 - Coupe synthétique dans le Calcaire de Caen (d'après Rioult, in Dugué et al., 1998)

nodules siliceux qui soulignent une stratification souvent oblique annonçant les niveaux supérieurs du Calcaire de Creully auquel il passe insensiblement.

Le microfaciès du Calcaire de Caen est une biomicrite fine, très riche en débris finement broyés, plus ou moins décomposés ou rongés chimiquement et triturés mécaniquement, de test de mollusques, d'échinodermes, de brachiopodes, de bryozoaires, de petits foraminifères, de spicules d'éponges abondants, dans un ciment micro- ou cryptocristallin. On note quelques fragments de lignite et quelques grains épars de glauconie.

L'épaisseur totale dans l'agglomération de Caen est de 25 à 30 m. La hauteur utile exploitée n'était que de 5 à 6 m (fig. 17). Vers le Nord, la disparition du faciès massif biomicritique peut s'observer entre Lantheuil et Creully. La qualité des données de sondage ne permet pas de suivre avec précision l'évolution de l'épaisseur de la formation, les transitions supérieures et inférieures s'effectuant sur plusieurs mètres.

On distingue différents types d'accidents siliceux (Dangeard, 1946 ; Dangeard et al., 1961) :

- au voisinage du « banc royal », apparaissent des concrétions de silice et de barytine sédimentaires syncristallisées ;
- au-dessus de cet horizon, se trouvent des « chevilles ». Ces accidents particuliers ont des formes sub-cylindriques, à section elliptique, disposées obliquement par rapport à la stratification, traversant un ou plusieurs bancs et montrant parfois des bifurcations. Certaines chevilles atteignent 3 m. La partie corticale est carbonatée, le manchon puis le cœur sont progressivement plus siliceux ;
- enfin et surtout à la partie supérieure, s'observent des cordons de nodules et des bancs tabulaires ou lenticulaires siliceux, toujours disposés selon la stratification y compris lorsqu'elle est oblique et entrecroisée.

Hormis ses fameux gisements de vertébrés, concentrés entre Quilly et la Maladrerie, le calcaire de Caen ne brille pas par sa faune d'invertébrés, peu nombreux et mal préservés. M. Rioult (1962, 1980) a cependant étudié exhaustivement celle-ci afin de préciser l'environnement de dépôt de la formation.

Les vertébrés, de fréquence inaccoutumée et souvent entiers, sont dominés par les célèbres reptiles décrits par J.-A. et E. Eudes-Deslongchamps (1838, 1868), avec de nombreux crocodiliens (*Teleosaurus cadomensis*, *Teleidosaurus*, *Metriorhynchus*, *Steneosaurus*, *Megalosaurus bucklandi*). Des restes de grands plesiosaures, dinosaures et d'ichtyosaures ont également été trouvés. Les poissons sont représentés par des sélaciens (*Hybodius*, *Strophodus*, *Asteracanthus*), et quelques téléostéens (*Pycnodon*, *Mesodon*,

*Lepidotus*). Au nombre des bivalves on relève *Anisocardia*, *Pholadomya*, *Goniomya*, *Trigonia*, *Oxytoma*, *Liostrongia acuminata*, *Lopha marshii*, *Modiolus buckmani*, *Camptonectes*, *Entolium*, *Radulopecten*, *Stegoconcha ampla*, *Gervillia pernoides*. Les céphalopodes sont représentés par *Belemnopsis bessina* à la base et *B. fusiformis* (Park.) à un niveau plus élevé, des nautilus (*Digonioceras*, *Procymatoceras*) et de grandes ammonites atteignant parfois 60 cm de diamètre (« plards » des carriers), parmi lesquelles *Gracilisphinctes mirabilis* Arkell et *G. vineta* Ark., *Oxycerites*, *Paroecotraustes*. Pour les brachiopodes, *Rugitela cadomensis* (E. Eudes-Desl.) est caractéristique. Les foraminifères (certains silex creux contiennent un sable riche en microfaune) sont représentés par des benthiques tels que *Lenticulina*, des *Spirillina*, *Valvulina*, *Verneuilinoidea*, *Ophthalmidium* et *Cornuspira*. Des restes végétaux ne sont pas rares et les chevilles siliceuses ont été interprétées comme des terriers, ou comme des manchons silicifiés de racines de mangrove ancrées dans un sédiment incomplètement consolidé (Dangeard et al., 1961).

Le Calcaire de Caen, sédiment microclastique - composé 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, abrité et éloigné du front de mer, situé probablement au fond d'un golfe. Il se biseaute vers le Nord au profit des Marnes de Port-en-Bessin pour se raccorder au « sillon marneux » armoricain, vase épiconinentale de mer ouverte qui sépare la plate-forme nord-est armoricaine de la plate-forme bourguignonne à l'Est et anglaise au Nord-Ouest (Purser, 1975 ; Fily et al., 1979). Il se poursuit vers le Sud jusque dans la région de Falaise et Argentan, tout en s'amincissant aux niveaux des écueils paléozoïques qu'il peut recouvrir directement.

**j3Cr. Formation du Calcaire de Creully - Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont : calcaires bioclastiques à accidents siliceux et à stratifications obliques (Bathonien moyen).** Le Calcaire de Creully surmonte en transition le Calcaire de Caen dans la Campagne de Caen. Son équivalent latéral, le Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont succède aux Marnes de Port dans le Bessin. Tous deux sont représentés par des calcarénites à litage oblique, de couleur jaune crème, peu fossilifères, à lits de silex. Ces niveaux ont été exploités comme pierre de taille, à l'instar de la Pierre de Caen. Le Calcaire de Creully est particulièrement bien exposé dans différentes carrières en souterrain ou à ciel ouvert dans la vallée de la Mue entre Thaon et Reviers, ainsi qu'à Creully (carrières d'Orival). Il constitue également le soubassement du promontoire du château de Caen. Le Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont, quant à lui, détermine la falaise littorale à l'Ouest d'Arromanches. Ce faciès, riche en tables de silex concordantes, est parfois empâté par des argiles résiduelles à silex formant des unités suffisamment importantes pour être individualisées cartographiquement.

C'est notamment le cas pour le calcaire de Saint-Pierre-du-Mont entre Longues et Tracy-sur-Mer.

Le faciès le plus commun est constitué par une biosparite, moins fréquemment par une biomicrite (wackestone/packstone) à matrice généralement abondante. La majorité des bioclastes est empruntée à des spicules d'éponges calcitisés, brachiopodes, crinoïdes, bryozoaires et bivalves bien roulés, usés, assez fins et bien classés. Les macrofossiles sont rares et écrasés ou émoussés. On trouve des lentilles millimétriques à centimétriques d'argile souvent morcelées en copeaux ou flammèches, ou des doublets de silts bioclastiques surmontés par de minces niveaux d'argile. Les silex sont souvent disposés à la base des stratifications obliques ou au contact des doublets argileux. La partie sommitale s'enrichit en oolites blanches calcaires et en pelloïdes, et présente souvent un grain plus grossier qui peut la faire confondre avec le Calcaire de Blainville sus-jacent.

Les différentes figures de sédimentation (Fily, 1978) se regroupent en deux types principaux :

- des faisceaux de grande extension horizontale dans lesquels l'organisation interne et la morphologie des feuillettes permet de distinguer : des mégarides de longueur d'onde métrique à décamétrique et de hauteur n'excédant pas 1 m ; des vagues de sables de longueur d'onde décamétrique pour 2 m d'amplitude ;
- des chenaux recoupant les précédents, disposés en auge ou en gouttière. Leur épaisseur varie de 3 à 5 m, leur largeur dépasse 10 m et peut même atteindre 70 m (carrière du pont de Reviers).

Les directions de paléo-courants portées sur la carte (informations de P. Gigot) concernent des alignements réguliers de vagues de sable en forme de croissant disposé dans le plan horizontal, dont la convexité fait face au courant, de 10 à 20 m de largeur, chaque crête se succédant à 2 ou 3 m d'intervalle.

La coupe de la falaise littorale (fig. 18) à Tracy, Longues ou Englesquesville (feuille Grandcamp-Maisy) montre une succession de trois membres (Fily, 1975 ; Rioult et Fily, 1975 ; Fily et *al.*, 1989 ; Rioult et *al.*, 1991) :

- le **membre inférieur** est constitué par des alternances de calcaires noduleux toujours fortement bioturbés par de grosses pistes-galeries (*Thalassinoïdes*, *Rhizocoralium*) et de marnes. Le microfaciès est biomicritique, riche en spicules d'éponges. Quand ils ne sont pas détruits par les organismes fouisseurs, les niveaux calcaires forment une succession de petites mégarides de dimensions métriques, dissymétriques. Les silex sont rares. Ce membre se termine par une discontinuité (Surface du Hoc). Il a pu localement être individualisé cartographiquement (Ryes, Ver-sur-Mer et

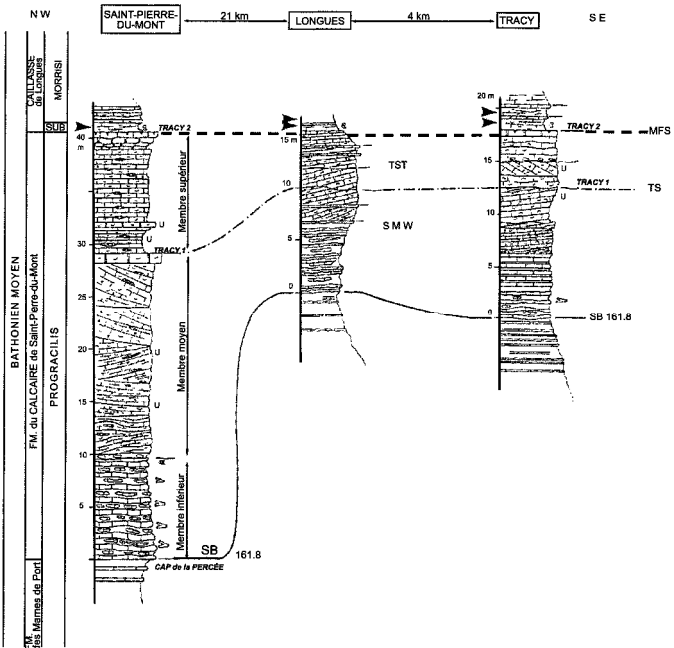


Fig. 18 - Corrélation des coupes du Bathonien moyen de Saint-Pierre-du-Mont à Tracy (Fily, 1975 ; Fily et al., 1989 ; Dugué et al., 1998)

Creully). La macrofaune est pauvre, constituée de quelques bivalves fousisseurs (*Pholadomya*) et hémipélagiques (*Bositra buchi*), associés à des bélemnites (*Belemnopsis bessinus*). Elle prolonge celle des Marnes de Port-en-Bessin. Dans la carrière municipale, située sur le plateau à l'Ouest de Ver-sur-Mer, des empreintes d'étoiles de mer ont été trouvées à la surface des bancs calcaires ;

- le **membre moyen** consiste en une succession de bancs calcaires bioclastiques à grandes stratifications obliques en auges, associées à des silex. Le microfaciès est biosparitique, caractérisé par d'abondantes entroques. Dans le détail, G. Fily (1975) a reconnu, à la base, des mégarides métriques en auges passant vers le haut à un faciès à litage oblique de mégarides décimétriques en auges de type vagues de sable, enfin coupé par une surface d'érosion locale (Surface de Tracy 1). Des intercalations millimétriques à centimétriques silto-argileuses, sous forme de liserés, de doublets ou des copeaux, sont fréquentes. Seuls, quelques terriers en forme de U (*Arenicolites*) sont notés. Ces dépôts indiquent une énergie plus forte que dans le membre inférieur ;

- le **membre supérieur** est à stratification faiblement oblique, en auges, puis subplanaire à grandes ondulations. Les cordons de silex, soulignant cette stratification, sont encore présents. Le microfaciès est biomicrocritique à spicules d'éponges. La séquence est coupée à sa partie suphydrodynamique érièure par une discontinuité d'extension régionale (Surface de Tracy 2), surface durcie et perforée.

Vers le Sud, en direction de Caen, ses subdivisions ne sont plus décelables dans une série diminuant d'épaisseur et dans des conditions d'affleurement moins favorables.

Ces faciès peu fossilifères sont attribués au Bathonien moyen (zone à Progracilis).

Ces dépôts sont caractéristiques d'un milieu hydrodynamique d'énergie forte, sous faible tranche d'eau, en milieu de mer ouverte. La dynamique de dépôt est tidale. Des courants de marée ont provoqué l'accumulation de dunes hydrauliques, en faisceaux, rides ou mégarides séparées par des chenaux où l'érosion domine. Les fins films silto-argileux se sont déposés pendant des périodes de calme (mortes-eaux). Les mégarides métriques se mettent en place dans des environnements profonds, puis sont remplacés par des mégarides plurimétriques, puis par des vagues de sable en direction du rivage. La remobilisation constante du stock bioclastique restreint le développement d'une endofaune. La direction de plongement moyenne des faisceaux, indiquant la direction des paléocourants est de N40°E (Fily, 1978). Cet ensemble calcaire constitue une séquence régressive qui va aller jusqu'à l'arrêt de la sédimentation, marqué dans certaines zones par une surface durcie et perforée.

Cette formation s'amincit progressivement du Nord-Ouest vers le Sud-Est. A Vierville et Englesqueville, sur la feuille Grandcamp-Maisy, son épaisseur totale est de 45 m. Elle mesure 18 m à Tracy, 15 m à Longues-sur-Mer, 15 m au site de Creully et 10 m à Caen. Vers le Sud, son épaisseur devient inférieure à 5 m (Calcaire de Rouvres sur la feuille Mézidon) et les faciès se chargent en oolites et oncolites, dans ces zones où la présence d'écueils perturbe le régime hydraulique régulier qui prévaut plus au Nord.

**j3F. Formation de la Caillasse de Fontaine-Henry - Caillasse de Longues (Bathonien moyen).** Le terme régional de « caillasses » désignait, pour les anciens carriers, des calcaires impropres à la taille. Il a été adopté par les géologues normands qui ont trouvé dans ces horizons au faciès très particulier et fossilifères, de précieux marqueurs. D'une manière générale, un niveau de caillasse est typiquement constitué de calcaire argileux de couleur claire, noduleux, graveleux, à matrice argileuse, intensément bioturbé et très fossilifère, avec en particulier des organismes pélagiques. Ces horizons d'épaisseur très variable, discontinus, parfois absents, marque la base de séquences transgressives. Le faciès sédimentaire très particulier contraste avec les faciès de calcarénites régulièrement litées qui l'encadrent.

Les caillasses de Fontaine-Henry et de Longues (Bigot, 1926 ; Guillaume, 1927) sont des équivalents latéraux. Vers l'Ouest sur la feuille Grandcamp-Maisy elles se poursuivent par la Caillasse d'Englesqueville (Fily, 1974). On les retrouve sporadiquement vers le Sud jusque dans le Trunois (Caillasse de Sainte-Eugénie).

La **Caillasse de Fontaine-Henry** peut s'observer en plusieurs endroits entre la localité type, où elle atteint sa puissance maximale, et Creully. Elle affleure particulièrement bien en rive droite de la Mue, face à Fontaine-Henry et de part et d'autre de la Thue, au niveau de Pierrepont. Elle est également bien exposée au sommet des carrières d'Orival à Creully et dans la carrière située à 2 km au Sud-Ouest de Douvres-la-Délivrande. Dans la carrière située à 1 km à l'Ouest de Reviers, elle est constituée par 7 m de calcaires bioclastiques graveleux et marnes en lits centimétriques horizontaux passant latéralement à des petits biohermes à calcisponges. Sa partie supérieure contient des polypiers massifs (*Isastred*).

Elle est visible à l'Ouest de l'agglomération caennaise dans les tranchées des échangeurs de la zone industrielle de Carpiquet. Son épaisseur y est réduite à 1 ou 2 m. Elle a été suivie jusqu'au quartier de la Maladredrie où elle mesure encore 2 m. Elle disparaît à l'Est et n'est plus présente sur la feuille Caen.



La **Caillasse de Longues** est visible en plusieurs endroits, au sommet de la falaise littorale, au-dessus des Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont. On peut notamment l'observer au niveau du parking du site touristique des batteries de Longues. Sa lithologie n'est guère différente de celle de la Caillasse de Fontaine-Henry. Au Sud-Est de Longues, A. Bigot (1926) avait signalé la présence de ce niveau à l'ancienne carrière de Fontenailles, aujourd'hui comblée. Au-dessus de la surface de Tracy 2, limitant vers le haut les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont, elle débute par des marnes grisâtres à nodules calcaires, passant progressivement vers le haut à des calcaires argileux très bioturbés.

Le microfaciès des nodules calcaires de ces caillasses est une biomicrite à spicules d'éponges associés à des bioclastes de bryozoaires, échinodermes, bivalves et brachiopodes. Les minéraux argileux sont à smectites dominantes et illites subordonnées.

Les caillasses de Fontaine-Henry et Longues ont fourni un certain nombre de céphalopodes dont *Oxycerites*, *Paroecotraustes*, *Procerites*, *Siemiradzka*, *Wagnericeras*. Pour les brachiopodes, *Wattonithyris circumdata*, « *Rhynchonella* » *moutieri*, *Digonella* sp., *Kallirhynchia concinna* et *Eudesia cardium* sont caractéristiques (Mercier, 1931). Des bivalves fouisseurs tels que *Gervilleia pernoides*, *Gervilleia acuta* et *Inoperma plicata* sont représentés ainsi que des bryozoaires. Cette faune caractérise la zone à Subcontractus et la partie inférieure de la zone à Morrissi.

A l'instar des autres niveaux de caillasses régionaux, ces niveaux marneux et fossilifères marquent un retour de l'influence marine du large et soulignent la base d'une nouvelle séquence transgressive, contrastant avec les dépôts de haute énergie hydraulique mis en place sous faible tranche d'eau et se terminant par l'arrêt de la sédimentation des calcarénites sous-jacentes.

**j3B/C. Formation du Calcaire de Blainville : calcaires bioclastiques oolitiques blancs à stratifications obliques (sommet du Bathonien moyen).** En continuité sur la caillasse précédente, la Formation du Calcaire de Blainville est la première d'une série de trois séquences lithologiques très semblables, à la partie supérieure de la pile bathonienne. Le Calcaire de Blainville se développe dans la partie nord-est de la feuille et offre de nombreuses coupes, notamment dans la vallée de la Mue, entre Rots et Reviers. Il a également fait l'objet d'exploitation pour pierre de taille. Il est particulièrement bien exposé dans l'ancienne carrière du Mémorial de Caen et dans les talus des échangeurs de la N 13, à hauteur de Saint-Germain-la-Blanche-Herbe et Carpiquet.

Cette calcarénite à stratifications obliques, à grain moyen à grossier, se caractérise par une couleur blanche, la présence d'oolites blanches en

passées surtout à la base et de niveaux de lumachelles. Elle est souvent peu consolidée et sableuse. Le terme descriptif de « coquinite blanche », qui lui a été parfois attribué, est sans doute celui qui définit le mieux son aspect sur le terrain. Elle se différencie du Calcaire de Creully sous-jacent par la plus grande grossièreté du grain et par un ciment moins sparitique.

Le microfaciès est le plus souvent celui d'une biosparite ou d'une oosparite bioclastique à texture de packstone à grainstone à débris de bryozoaires dominants et de cœlentérés et gastéropodes. Les grains moyens à grossiers sont médiocrement triés.

Les stratifications obliques planaires sont beaucoup moins fréquentes que dans le Calcaire de Creully, mais l'organisation en faisceaux persiste. Les mégarides à feuilletés inclinés sont les figures sédimentaires les plus communes. Les chenaux sont moins abondants et de plus petite taille. La dimension des mégarides y est inférieure. L'épaisseur moyenne des faisceaux décroît vers le haut. Les orientations du plongement des feuilletés indiquent un paléocourant vers N60°E (Fily, 1978). Par endroits, la sédimentation oblique peut être troublée par de petites constructions de calcisponges, à la base, et à des cœlentérés, vers le sommet, où l'on peut trouver de petits récifs ("coral patches") à polypiers et stromatopores (par exemple au-dessus du Mémorial de Caen, dans les talus de la ZAC de la Folie-Couvrechef).

La puissance de la formation est de 10 à 15 m. Elle passe à son sommet à une surface d'érosion (Surface de Bénouville 1) surmontée en discontinuité par la caillasse de Blainville qui marque le début d'une nouvelle séquence transgressive.

La formation n'est pas connue vers l'Ouest où elle a été érodée postérieurement au Jurassique. Vers le Sud, dans la région de Falaise et Mézidon, elle s'amincit et passe à des faciès moins profonds de calcaires oolitiques blancs (Calcaire du Bon-Mesnil). Autour des écueils paléozoïques, se développent des sables oolitiques de haute énergie et des pelmicrites lagunaires où les stratifications obliques disparaissent, les courants marins étant dispersés par une topographie moins régulière.

Les fossiles à valeur chronostratigraphique sont rares. La formation est attribuée à la fin du Bathonien moyen (zone à Morrissi).

Après la séquence basale représentée par la caillasse argileuse, riche en céphalopodes, témoignant d'une influence du large, ces sables bioclastiques sont déposés dans un milieu de haute énergie hydrodynamique et distribués par des courants de marée. La profondeur va en diminuant. Cette séquence régressive se termine logiquement par des constructions récifales.

**j3Bl. Formation de la Caillasse de Blainville (Bathonien supérieur).** Surmontant en discontinuité le Calcaire de Blainville (Surface de Benouville 1), la Caillasse de Blainville constitue la base transgressive d'une nouvelle séquence régressive qui va se poursuivre par le Calcaire de Ranville, auquel elle passe en continuité.

Elle est visible dans de nombreux champs situés tout le long de la rive droite de la Mue. Plusieurs coupes sont exposées autour du village de Reviers de part et d'autre de la rivière et, enfin, on la retrouve sur les talus descendant vers le littoral, entre Courseulles-sur-Mer et Ver-sur-Mer, où elle forme de grandes surfaces conformes à la topographie, disloquées et retournées dans les labours. Une coupe type a été établie dans la carrière des Campagnettes, sur la feuille voisine Caen.

Elle est constituée par une alternance de marnes et de calcaires bioclastiques argileux très bioturbés et fossilifères (bryozoaires, bivalves et ammonites) à pisolites et oncoïdes ferrugineux.

La faune est représentée par des brachiopodes dont *Wattonithyris circumdata* de grande taille et *Digonella*, des bivalves fousseurs et quelques ammonites dont *Oxycerites* et *Paroecotraustes*.

Elle caractérise la base du Bathonien supérieur (zone à Hodsoni), la surface basale (Surface de Benouville 1) marquant donc la frontière Bathonien moyen - Bathonien supérieur.

**j3Ra. Formation du Calcaire de Ranville : calcaires bioclastiques à crinoïdes et pelloïdes ferrugineux, à stratifications obliques (Bathonien supérieur).** Le Calcaire de Ranville fait suite à la Caillasse de Blainville. Dans l'ensemble des séries de calcarénites bioclastiques bathoniennes à stratifications obliques, il se distingue par l'abondance des clastes calciteux monocristallins d'échinides et par l'abondance des pelloïdes ferrugineux qui lui procure une teinte ocre caractéristique. Il forme le sous-bassement du vaste plateau situé au Nord de Caen, entre Mue et Orne, jusqu'à la mer. Il apparaît là surtout en labours dans les zones qui ne sont pas recouvertes par le manteau lœssique. Il faut aller à l'Est, sur la feuille Caen, au niveau de la vallée de l'Orne pour trouver de bonnes coupes, notamment en carrières (carrière des Campagnettes).

C'est un calcaire graveleux biomicritique à biosparitique dont les clastes sont composés par des échinodermes, des bryozoaires, des mollusques, des brachiopodes. Les oolites, peu nombreuses, sont usées et micritisées, les pelloïdes ferruginisés sont dispersés. Le grain est grossier.

Ces clastes sont disposés en lits obliques, formant des faisceaux d'épaisseurs métriques, planaires et obliques. A l'intérieur des faisceaux, la stratification est généralement massive sans lamine. Les chenaux sont rares et de dimension métrique. Il y a peu de variation latéralement ou verticalement. L'épaisseur totale est de 8 à 12 m. Plusieurs surfaces durcies et perforées ont été signalées dans le corps de la séquence. La plus élevée d'entre elles limite la formation vers le haut (Surface de Ranville).

La formation se développe largement vers l'Est, sur la feuille Caen. Vers le Sud (feuille Mézidon), le faciès devient plus fin (biomicrites et biosparites du faciès d'Airan). Son épaisseur y est encore de 5 à 10 m. La formation s'amenuise, puis disparaît dans la région de Falaise.

Dans une dynamique tidale similaire à celle du Calcaire de Blainville sous-jacent, le Calcaire de Ranville se distingue par un tri plus faible et une lamination moindre des dépôts qui se sont probablement accumulés rapidement. Les directions de paléocourants indiquent une moyenne de N120°E (Fily, 1978).

La formation est attribuée au Bathonien supérieur (base de la zone à *Retrocostatum*). Elle est surmontée par une discontinuité complexe (Surface de Ranville).

**j3E. Formation de la Caillasse de la Basse-Écarde : marnes, calcaires bioclastiques, biohermes à éponges (Bathonien supérieur).** Ce terme a été proposé par G. Fily (1974) pour regrouper une série de couches parfois discrètes, d'épaisseur variable (2 à 10 m), emboîtées de façon complexe dans une suite où se télescopent plusieurs surfaces d'arrêt de sédimentation et d'érosion, entre le sommet du Calcaire de Ranville et la base du Calcaire de Langrune. Ces formations ont été définies dans les anciennes carrières de la basse vallée de l'Orne, entre Ranville et Amfréville, et sur le littoral, entre Saint-Aubin-sur-Mer et Lion-sur-Mer. La succession des différents niveaux compris entre ces deux calcaires et des discontinuités qui les séparent est, de haut en bas :

- Calcaire de Langrune ;
- Surface de Luc 2 ;
- Marnes blondes (marnes grises riches en brachiopodes, *Digonella digona*) ;
- Surface de Luc 1 ;
- Surface de Bernières ;
- Récifs de Saint-Aubin (biohermes à éponges) ou Calcaire de Ranville supérieur (biocalcarénite à lits entrecroisés) ;
- Marnes à *Goniorhynchia boueti* (marnes riches en rhynchonelles) ;
- Caillasse à céphalopodes ;
- Surface de Ranville et Surface d'Amfréville 2 ;
- Calcaire de Ranville.

A l'intérieur des terres, ce niveau n'est représenté que par quelques occurrences sans continuité, médiocrement exposés, à l'Ouest de Bény-sur-Mer et Basly et aux alentours de Douvres-la-Délivrande où il n'est guère possible de faire d'étude de détail. Sur le littoral, en revanche, on pourra trouver des coupes particulièrement bien exposées de Saint-Aubin à Langrune, puis, sur la feuille Caen, de Luc à Lion-sur-Mer (fig. 19), ayant fait l'objet de plusieurs publications (Fily et *al.*, 1978, 1979, 1981).

La coupe décrite par G. Fily et M. Rioult (1978), à Saint-Aubin-sur-Mer, est la suivante :

- le Calcaire de Ranville, visible sur 1,20 m est représenté par une bio-calcarénite grossière à mégarides tronquées par une surface durcie. Cette surface est perforée et encroûtée par des huîtres. Quelques poches de Caillasse à céphalopodes ont été préservées ;
- la Caillasse de la Basse-Écarde, contenant les biohermes, se décompose comme suit :
  - 2,60 m d'une alternance de marnes et calcaires bioturbés à *Goniorhynchia boueti* (Dav.) présentant deux surfaces durcies basales (Surface de Ranville, puis Surface d'Amfreville 2) et une sommitale (Surface de Saint-Aubin) ;
  - 0,50 m d'un conglomérat à galets du calcaire sous-jacent, surmonté de calcaire marneux à brachiopodes, bryozoaires, oursins et éponges roulées. Une surface durcie et perforée surmonte et termine cette séquence ;
  - 7,70 m de complexe récifal et supra-récifal, composé de calcarénite grossière formant des petites dunes hydrauliques entre lesquelles s'installent des colonies d'éponges siliceuses (*Platychonia magna*), de 1 à 2 m de haut, en édifices coniques, évasés vers le haut. En plan, sur la plage de Luc-sur-Mer, ces constructions ont une forme de micro-atoll elliptique. Entre les récifs, un sédiment terrigène fin est piégé, et une riche faune de petits brachiopodes, oursins et bivalves se développe. La séquence récifale, qui se termine par la surface de Bernières, est enfouie sous des calcaires lités vaso-sableux (2,20 m) à bryozoaires rameux (*Entalophora annulosa*) et grands plagiostomes, surmontés par 2 m de calcirudites bioturbées (*Thalassinoides*), puis enfin par 1,40 m d'un calcaire à gros bryozoaires, radioles d'oursins et à stratifications entrecroisées, avec microchenaux se terminant par une surface durcie (Surface de Luc 1) ;
  - 2,20 m de marnes et calcaires noduleux, fortement bioturbés, correspondant aux « Marnes blondes », très riches en brachiopodes (*Digonella digona*, *Kallirhynchia continua*, *Eudesia multicostata*, *Dictyothyris coarctata*), en bivalves (*Chlamys*) et oursins (*Acrosalenia*). Elles sont surmontées par la surface de Luc 2 ;
- le Calcaire de Langrune, biosparite oolitique à stratification oblique, est visible sur 0,30 m.

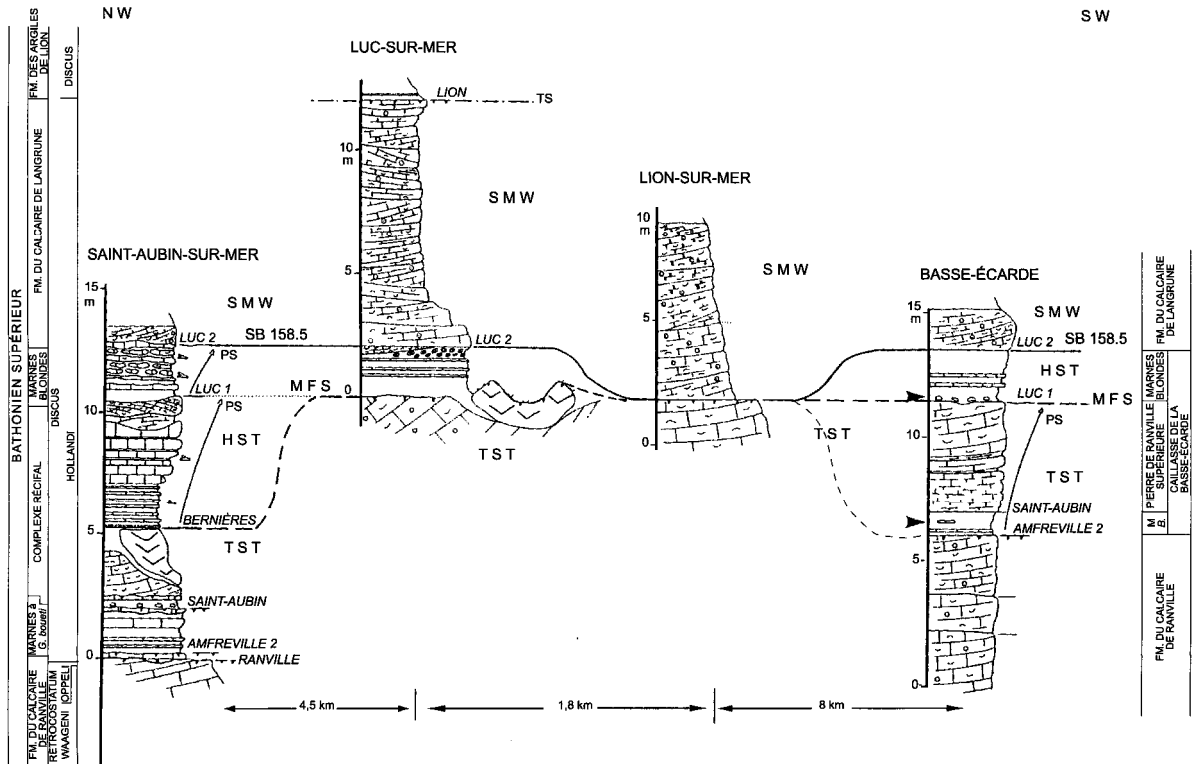


Fig. 19 - Corrélation des coupes du Bathonien supérieur entre Saint-Aubin-sur-Mer et la Basse-Écarde (d'après Fily, 1975, in Dugué et al., 1998)

Ces biohermes sont connus sur la feuille Caen à l'Est, sur la côte, dans les localités de Langrune, Luc-sur-Mer et Lion-sur-Mer.

Dans les environs de Douvres-la-Délivrande, Bény-sur-Mer et Basly, la Caillasse de la Basse-Écarde est représentée par des niveaux de marnes, de calcaires bioclastiques argileux bioturbés à bryozoaires et brachiopodes, de 1 à 2 m d'épaisseur.

Vers le Sud, l'équivalent de la caillasse de la Basse-Écarde (Marnes blondes à brachiopodes, principalement) peut se suivre sur la feuille Mézidon (0 à 5 m d'épaisseur), la feuille Falaise (3 m d'épaisseur), puis dans le Trunois et la campagne d'Argentan.

Cet épisode complexe est interprété comme un dépôt de plate-forme externe. Les épisodes marneux correspondent au maximum de la transgression. Les récifs à calcisponges, édifiés temporairement à l'abri de dunes hydrauliques stables, représentent un épisode récifal éphémère. Celui-ci se produit au moment où les fonds marins passent du régime de plate-forme externe à celui de plate-forme interne, marqué par le retour des calcarénites à stratifications entrecroisées du Calcaire de Langrune.

Ces différents faciès se rattachent tous à la zone à Discus, sous-zone à Hollandi, du Bathonien supérieur.

**j3La. Formation du Calcaire de Langrune : calcaires bioclastiques à stratifications obliques (Bathonien supérieur).** Le Calcaire de Langrune, terme le plus haut du Bathonien, dans la zone étudiée, se cantonne à l'angle nord-est de la feuille. Il forme un îlot autour des villages de Basly et Bény-sur-Mer et se retrouve sur le littoral depuis Saint-Aubin jusqu'à Langrune.

Par comparaison avec les autres calcaires bioclastiques à stratifications entrecroisées qu'il surmonte, le Calcaire de Langrune a une composition beaucoup plus uniforme. La base du calcaire est très grossière avec des accumulations de brachiopodes, de bryozoaires, de spongiaires. On y trouve également des marnes très riches en articles d'encrines et en radioles d'oursins. Le calcaire, de couleur claire, bioclastique (grainstone à packstone), à débris de bryozoaires, brachiopodes, échinodermes, bivalves, gastéropodes et à oolites, est épais de 10 à 12 m. Les éléments sont peu roulés, bien conservés, de grains moyens à grossiers. Les oolites sont dispersées. On observe souvent la présence de lentilles coquillières à débris presque entiers de gastéropodes, bivalves et brachiopodes.

La stratification s'organise en faisceaux d'épaisseur hémimétrique et va en diminuant vers le haut. Il n'y a pas de stratifications planaires obliques, et

les surfaces basales sont concaves à feuillettes curvilignes. Les chenaux sont très rares et correspondent à de petites gouttières d'érosion temporaires sans emboîtement. Les courants (Fily, 1978), indiquent un transport vers le Sud.

Affleurant largement sur la feuille Caen, à l'Est, la formation est encore épaisse de 10 m sur la feuille Mézidon, au Sud. Elle ne mesure plus que 5 m sur la feuille Falaise.

L'âge de la formation est attribué au Bathonien supérieur (zone à Discus, sommet de la sous-zone à Hollandi).

Avec le dépôt des sables biodétritiques grossiers du Calcaire de Langrune, prend place le dernier épisode de sédimentation détritico-carbonatée de haute énergie et de dynamique tidale du Bathonien.

### *CÉNOZOÏQUE - QUATERNAIRE*

p-IV. **Formation des Sables de Saint-Vigor (Pliocène - Pléistocène inférieur)**. L'unité des Sables de Saint-Vigor appartient à un ensemble complexe plio-quaternaire qui n'a pas été reconnu sur une même verticale, et qui s'étend du seuil du Cotentin (bassin de Sainteny - Marchésieux, bassin de Lessay, fossé de Saint-Sauveur-le-Vicomte et Saint-Nicolas-de-Pierrepont, bassin immergé des Ecréhous) au Coutançais (Montsurvent, Villiers-Fossard) et au Bessin, à l'Est (fossé de Saint-Vigor). Des sables de même faciès sont connus à Hérouville-Saint-Clair, à l'Est de Caen. Ces formations, marines ou continentales, comblent des petits fossés d'effondrement étroits et allongés mais profonds (300 m vers Carentan). Ils se localisent le long ou à la croisée de structures tectoniques majeures du socle. Les remplissages ont été reconnus progressivement à la faveur de sondages d'exploration et de travaux d'exploitation qui ont permis, petit à petit, de préciser leurs âges et leurs conditions de dépôts (Baize, 1998 ; Dugué et *al.*, à paraître). Trois épisodes sont reconnus :

- Pliocène supérieur avec des faciès distaux et proximaux de plate-forme marine ouverte (Marchésieux, Saint-Sauveur-le-Vicomte) ;
- Pliocène terminal à Pléistocène basal avec des faciès de baie ;
- Pléistocène inférieur avec des faciès estuariens (Saint-Vigor) puis fluviaux (Landes de Minières).

Le faciès « des Sables de Saint-Vigor », assez constant sur l'ensemble des bassins (sables fins quartzeux sans matrice argileuse), représente l'extension maximale des séries plio-pléistocènes. Un travail de synthèse sur ces formations plio-pléistocènes côtières du Bessin et du Cotentin a été récemment réalisé par S. Baize (1998).



Le gisement des sables de Saint-Vigor se présente comme une bande Est-Ouest entre Bayeux et Esquay-sur-Seulles. Il est ici recouvert par les formations d'épandages pré-quadernaires du bas de la vallée de la Seulles, à leur tour recouvertes par les lœss très épais. Ces terrains de couverture atteignent 3 à 10 m d'épaisseur en moyenne. La formation ne peut donc être observée dans de bonnes conditions que dans les exploitations anciennes ou actuelles.

Les sables exploités présentent des caractères bien particuliers, à grain fin, bien triés et bien classés, de couleur blanche et ne présentent aucune cimentation. Ils sont de plus très homogènes, et leur teneur en silice est supérieure à 97 %. Ces caractères en font un matériau de choix activement exploité.

La formation repose soit sur « la Malière », soit sur les calcaires à spongiaires, par l'intermédiaire d'une surface très irrégulière, karstique, incluant une couche d'altération argileuse épaisse parfois de plusieurs mètres (1 à 3 m en moyenne ; 10 m dans certains sondages). Les sables fins de la base reposent sur une argile de décarbonatation des calcaires jurassiques sous-jacents, par l'intermédiaire d'un conglomérat diffus constitué de galets émoussés de grès (remaniement du Trias). L. Dangeard (1951) a signalé jusqu'à 4,50 m de dénivellation entre le sommet et la base des pinacles du karst. A leur base, les sables présentent un faciès ferrugineux de couleur ocre, et peuvent contenir (Dangeard, 1951) « des galets de grès très roulés (Trias ?), des blocs de silex parfois pointus (Malière), des côtes d'*Halitherium* roulées, des dents de poissons (*Strophodus*) et des nodules phosphatés roulés ».

Le faciès commun des Sables de Saint-Vigor est un sable azoïque quartzeux (grains émoussés luisants abondants, associés à des grains éolisés en proportion variable) et glauconieux, quasi dépourvu de matrice argileuse. Sa granulométrie est fine à moyenne ( $Md = 0,2$  à  $0,5$  mm) et plus rarement grossière. Le classement est bon.

Dans les carrières de Saint-Vigor (fig. 20), on distingue une base plus grossière analogue à ce qui est connu dans le Cotentin (Millières, Saint-Nicolas-de-Pierrepoint, Sainteny). En revanche, les intercalations millimétriques argileuses du Cotentin sont totalement absentes dans les sablières du Bessin. Les structures physiques traduisent un milieu de dépôt sous forme de mégarides progradantes (2D ou 3D) vers l'Ouest et le Sud-Ouest (Bessin). La base de ces corps sédimentaires, parfois très épais (5 m à Vaux-sur-Seulles), est parfois grossière. Au sommet, un litage de ride est conservé.

Les faciès sommitaux sont à litage oblique en auge progradant vers le Nord (Vaux, Esquay). Ils s'enrichissent en fraction détritique grossière

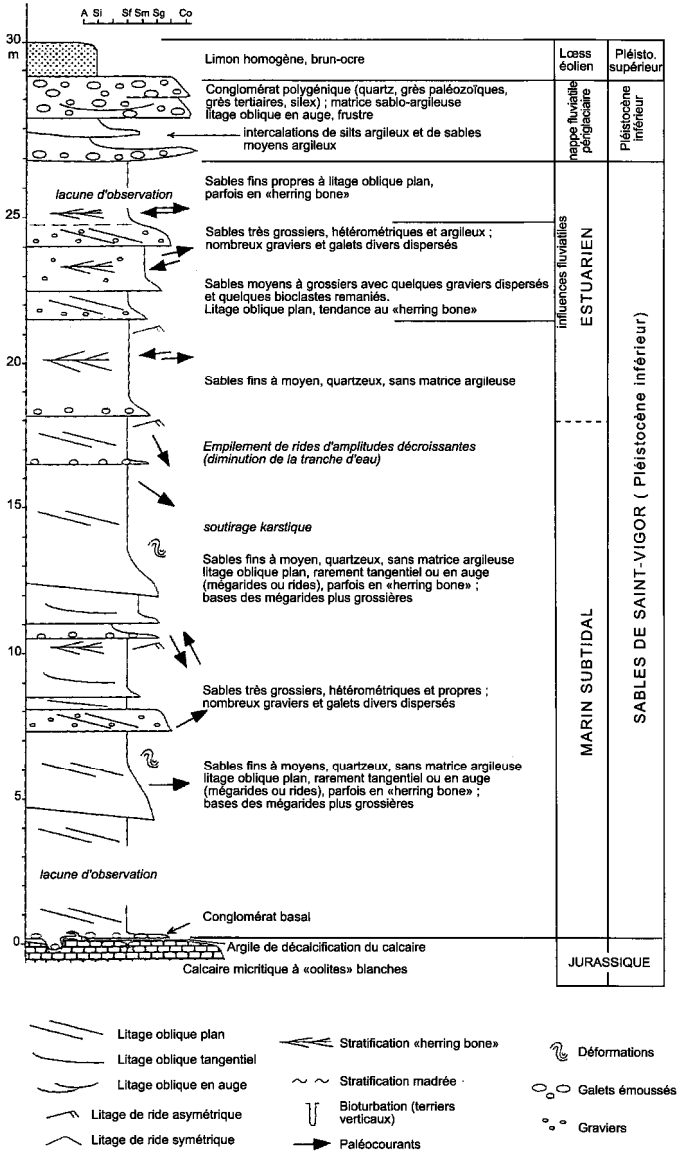


Fig. 20 - Coupe de la sablière de Saint-Vigor (x = 382 500, y = 1 179 000) (d'après Baize, 1998)

(graviers de quartz, de grès type Cinglais, fossiles remaniés) alors que la taille des mégarides diminue. Ces faciès plus grossiers et hétérométriques paraissent plus épais vers le Nord du bassin. Leur surface basale est érosive et dessine un vaste chenal (Esquay) : une origine fluviatile est proposée.

Le sable lui-même présente sur toute sa hauteur des stratifications obliques avec lamines concaves vers le haut et rattrapage tangentiel du litage vers le bas. La stratification est soulignée par des imprégnations d'hydroxydes de fer sur les sables plus grossiers. Il existe des passées verdâtres riches en glaucome et des lentilles de sables roux. Les niveaux supérieurs sont constitués par des sables roux sur une épaisseur de 1 à 2 m. L'épaisseur totale moyenne est de  $25 \pm 5$  m. La puissance maximale actuellement reconnue est de 38 m dans le Cotentin (Nord-Ouest de Périers) ; des épaisseurs au moins identiques existent dans les grabens du bassin de Lessay (Millières).

De nombreuses petites failles subverticales sont observables à Esquay et Saint-Vigor. Elles sont associées à des structures en cheminées subverticales remplies tantôt par du sable, tantôt par du limon récent. Ces déformations sont attribuées à un soutirage karstique depuis des cavités enchâssées dans les calcaires jurassiques sous-jacents.

La présence de glauconie ne peut être retenue comme un critère d'environnement sédimentaire pour les faciès azoïques, celle-ci étant présente dans les alluvions pléistocènes de Millières. Les caractères pétrographiques sont plus discriminants (absence de matrice argileuse, bon classement, maturité du sédiment,...) et penchent pour un environnement marin. L'analyse des structures physiques et de leur architecture révèle des influences tidales : dans le Bessin, le critère retenu est le caractère bidirectionnel des courants (stratification en "herring bone") de flot et de jusant sur des rides superposées. La taille des structures, à la base des coupes, suggère plutôt un environnement subtidal. Dans le Cotentin, les décantations argileuses (étale de flot ou de jusant) et la stratification madrée ("flaser" ou "wavy bedding") confirment cette influence tidale.

La géométrie du gîte de Saint-Vigor a pu être précisée par un ensemble de sondages et travaux de reconnaissance. Elle correspond à une bande de direction E-W de 5 km de long pour 1,5 km de large, plongeant légèrement vers l'Ouest (0,3 %) et vers le Nord (1,8 %). La limite sud correspond à un accident bien individualisé entre Saint-Martin-des-Entrées, le lieu-dit la Ferme et le Bourg-l'Abbé. La limite nord est une faille de même direction passant au Sud de la route Beauvais - les Capelles. Elles déterminent un graben. Ces discontinuités sont parallèles à la dislocation de direction E-W qui court depuis Villers-le-Sec jusqu'au Sud de Sommervieu. Aucun témoin de Sables de Saint-Vigor n'a été reconnu en rive droite de la Seullles (d'altitude inférieure à la base des sables en rive droite).

Les sables de Saint-Vigor sont reliés aux sables du bassin de Carentan par une série de témoins situés entre Bayeux et Littry plus à l'Est, puis ils se développent largement dans la région du seuil du Cotentin, au Sud de Carentan (Lessay, Millières, Marchésieux). Dans ce secteur, l'équivalent du sable de Saint-Vigor est recouvert par la Formation de La Lande de Millières (Clet-Pellerin et *al.*, 1997). Il est, ici, constitué par des alternances pluricentimétriques de sables fins à moyens jaunâtres et d'interlits argileux millimétriques à litage oblique sigmoïde ou litage de ride de courant, d'origine tidale. Les témoins les plus orientaux de sables (sables marins verts glauconieux) ont été trouvés dans des poches argileuses de soutirages karstiques à Hérouville (Pellerin et *al.*, 1970), sur la feuille voisine Caen.

Les sables contiennent très rarement des fossiles (Saint-Vigor), probablement remaniés (spicules, bryozoaires, radioles) ou des moules internes de bivalves (Cotentin). La présence de ces éléments pose tout de même le problème d'une décarbonatation diagenétique précoce. Des faciès bioturbés sont reconnus dans le Cotentin. L'abondance de forages dans les bassins subsidents du Cotentin a permis de reconnaître que la base de cette formation était localement fossilifère. Le plus souvent biodétritique, ces faciès littoraux contiennent une riche faune dont l'étude complète est décrite dans l'article de P. Brebion et *al.* (1975). La macrofaune (bivalves, gastéropodes) et la microfaune sont d'âge Pléistocène inférieur. La présence de certaines espèces du Norwich Crag anglais suggère un âge prétiligien terminal ou plus vraisemblablement tilgien. Les éléments apportés par les bivalves et gastéropodes conduisent aux mêmes conclusions.

Dans le Cotentin, des contacts tectoniques ont été mis en évidence (Baize et *al.*, 1998). Le caractère syntectonique de la sédimentation tidale n'a pu être clairement démontré. L'activité de la faille méridionale du bassin permien de Carentan semble néanmoins contrôler l'extension paléogéographique vers le Sud du système tidal, même si les faciès les plus proximaux ne sont pas connus. La paléogéographie des Sables de Saint-Vigor reste, quant à elle, incertaine : les extensions vers le Nord (baie de Seine) et l'Est (Haute-Normandie) sont inconnues. Mais, l'allongement des sables et les directions de courant mesurées suggèrent un vaste domaine « estuarien », relativement protégé des influences océaniques occidentales, s'étendant depuis le littoral ouest du Cotentin jusqu'à Hérouville (voire Rouen ?), et recevant des rivières littorales. L'absence des smectites d'origine océanique dans le Bessin confirmerait un caractère plus interne que dans le centre-Cotentin.

L'étude des coupes de la Formation des Sables de Saint-Vigor du Cotentin et du Bessin met en évidence, de bas en haut :

— la diminution de la taille des corps sédimentaires tidaux qui traduit une diminution de l'espace disponible. Les coupes du Cotentin montrent ainsi le passage d'un système subtidal à un système intertidal estuarien (Baize et *al.*, 1998) ;

- l'augmentation des influences fluviales avec des apports grossiers et hétérométriques (voir coupe, fig. 20) dans le bassin estuarien. Dans le Cotentin, les faciès intertidaux contiennent des intercalations conglomératiques métriques de cônes alluviaux alimentés par les bordures tectoniques des bassins. Ils contiennent aussi des blocs glaciels qui déforment le litage ;
- la « continentalisation » du bassin, avec mise en place de sédiments fluviaux périglaciaires dans des rivières en tresses à écoulement S-N, s'accompagne d'un ralentissement net de la subsidence.

Cette évolution est compatible avec une chute du niveau marin pendant un refroidissement climatique qui contribue à l'émersion du Bassin et du Cotentin. L'émersion s'accompagne d'un ralentissement de la subsidence et initie l'enfoncement progressif des vallées quaternaires. Or, celui-ci, qui s'accompagne d'un étagement de paléo-profil longitudinaux parallèles, est d'origine tectonique ("uplift" ; Bridgland, 1994). La tectonique contribue donc à l'émersion des bassins.

## *FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION*

### **Formations d'altération**

La période Crétacé inférieur - Tertiaire 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 dépôt. L'enregistrement dans les altérites des différents événements de cette longue période y est souvent condensé et difficile à déchiffrer. 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 profit : J.-P. Lautridou (1985, 1996), H. Elhäi (1963), C. Klein (1975), J. Pellerin (1967).

**RS. Argiles résiduelles à silex.** Elles sont, pour l'essentiel, liées à l'altération des différents calcaires, à leur décarbonatation et à l'accumulation d'une phase résiduelle d'insolubles : généralement, argile et silex. Les processus pédogénétiques peuvent redistribuer partiellement ou complètement les composants (silicification, ferruginisation). A cette phase « autochtone », sont souvent incorporés des éléments exogènes ou allochtones (sables, galets).

Les argiles à silex, présentes sur la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer, sont en continuité avec les argiles de même type rencontrées sur les feuilles Villers-Bocage, 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 Bayeux - Courseulles-sur-Mer, les argiles à silex se rencontrent surtout dans la moitié ouest et au Sud. Une première masse principale s'étend dans l'angle sud-ouest, centrée sur le plateau de Lingèvres, débordant au-delà de la Seules jusqu'au plateau de Cheux - Cristot - Audrieu et s'étalant vers le Nord jusqu'à la zone de Bayeux - Saint-Vigor - Esquay. Au plan spatial, cette masse est liée à la Malière dont la sensibilité à l'altération est grande. Le plateau de Lingèvres, culminant à 133 m, à proximité d'Hottot-les-Bagues, doucement incliné vers le littoral, trouve son prolongement vers le Sud, sur la feuille Villers-Bocage, jusqu'à la butte de Parfouru-sur-Odon à 210 m d'altitude. Les plateaux d'argile à silex de Vacognes et du Cinglais se rattachent au même ensemble. La surface de base de ces altérites se prolonge sur le socle, en continuité d'inclinaison, sur les schistes briovériens et les grès du Synclinal bocain, où elle se manifeste par une « argilisation » du substrat sur quelques mètres. Une deuxième zone d'argile à silex s'étale sur le littoral dans les environs de Longues-sur-Mer. Elle est ici, « spatialement » liée aux calcaires bathoniens à cherts de Saint-Pierre-du-Mont. Elle se poursuit vers l'Ouest, perchée au sommet de la falaise littorale, sur la feuille Grandcamp-Maisy.

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. Les couvertures les plus épaisses sont constituées (Pellerin, 1993) de kaolinite dominante associée à de l'illite (plateau de Brouay-Cristot), de la smectite (plateau de Longues-sur-Mer), ou des interstratifiés, ces minéraux argileux secondaires étant ceux du substrat local. Sur les plateaux situés entre la basse Seules et la Mue, les argiles sont moins évoluées : kaolinite, illite, montmorillonite.

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 maximum connus sont de 5 à 7 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. Sur la Malière, 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. Sur les calcaires de Saint-Pierre-du-Mont, des coupes naturelles sont observables au sommet de la falaise littorale à proximité de Longues-sur-Mer. Le calcaire pulvérulent y est décarbonaté et silicifié sur une dizaine de mètres d'épaisseur (isaltérite). Le dernier mètre est constitué par une roche déstructurée

(allotérite), rubéfiée, plus ou moins argilisée, dessinant des poches avec figures de cryoturbation de quelques mètres de profondeur au sein desquelles sont entassées des plaques de calcarénite silicifiée.

**RS/j1-2Ma. Argiles résiduelles à silex sur Malière.** Sur la Malière, on rencontre systématiquement une argile orange à taches ferrugineuses, à esquilles de silex noirs, ou à silex « rognonneux » en différentes proportions. Localement, elle peut avoir flué sur les versants pour venir recouvrir les séries liasiques sous-jacentes. Le sommet de la séquence toarcienne - aalénienne est ainsi souvent caché à l'observation.

**RS/j3. Argiles résiduelles à silex sur calcaire bathonien.** Sur les faciès du Bathonien, les silex, lorsqu'ils ne sont pas trop fragmentés au sein de l'argile, ont conservé leur morphologie litée. Ils forment des plaquettes parallélépipédiques. Ce faciès est particulièrement développé entre Ryes et Longues.

De formation et d'évolution très ancienne, ces altérites argileuses ne sont pas uniquement liées à des faciès carbonatés à accidents siliceux. Dans de bonnes conditions d'affleurement, il est souvent possible de voir que le phénomène d'argilisation intéresse également les faciès carbonatés dépourvus de cherts ou des faciès terrigènes tels que les Marnes de Port-en-Bessin. A l'échelle du 1/50 000 et dans les conditions régionales d'affleurement, il n'est malheureusement pas possible d'individualiser de tels ensembles. Fruit d'une longue évolution, elles représentent parfois la condensation d'une tranche de terrain qui a aujourd'hui complètement disparu. Sur le plateau de Lingèvres, les argiles à silex noirs de la Malière reposent parfois directement sur le Sinémurien, ce qui implique soit une certaine allochtonie par fluage, soit que la tranche de terrain, qui est à son origine, a complètement « fondu », ainsi que le Pliensbachien. Ces faits ne font que souligner l'ancienneté de la genèse de ces formations.

**Δ. Silicifications** (indication ponctuelle). Des matériaux silicifiés distincts des silex sont souvent visibles dans les argiles résiduelles à silex. Les « Grès du Planet » en sont un exemple typique. Sur le plateau de Longues-sur-Mer, au sein des argiles à silex dérivant de l'altération des Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont, peuvent s'observer des dalles siliceuses démantelées, à la partie supérieure du profil d'altération de la falaise littorale, en poches cryoturbées ou dans les labours, d'un matériau siliceux qualifié de « Grès du Planet » par les anciens auteurs (de Caumont, 1828 ; Bigot, 1942 ; Rioult, 1966 ; Lemaître, 1954 ; Elhaï, 1963). Il s'agit, en fait, de calcaires silicifiés dans lesquels la microfaune bathonienne a parfois été préservée. Des grès silicifiés (Rioult, 1966) ont également été décrits. Des faciès analogues sont visibles dans les argiles à silex de la région de Brouay, Cristot et Audrieu. J. Pellerin (1967) y a décrit des débris de poudingues à gros fragments de silex.

Des silicifications plus importantes, associées à des argiles résiduelles à silex, sont connues régionalement. Les terminologies employées par les différents auteurs, pour définir ces matériaux, montrent bien les difficultés de caractérisation (« calcaires silicifiés », « sables », « grès et poudingues silicifiés », « nodules siliceux », « dalles siliceuses »). Elles mettent l'accent sur un dénominateur commun qui est la silice. Sur la feuille Villers-Bocage, dans le prolongement de la surface d'altération du plateau de Lingèvres et de ses argiles à silex (butte de Parfouru-sur-Odon, Vacognes, forêt du Cinglais), de nombreuses traces de silicifications ont été rapportées (Lemaître, 1955 ; Elhäi, 1963 ; Pellerin, 1993). Des silcrètes typiques, avec coiffes et figures d'illuviations dans un matériau grésoconglomératique à silex, sont largement exposées à la Butte de Parfouru-sur-Odon à une altitude de 200 m. Les grès et poudingues du Cinglais (Lemaître, 1955 ; Pellerin, 1993), incluent des galets de formations déjà silicifiées attestant de remaniements antérieurs et montrent des silicifications de type silcrète.

• **Éléments allochtones des argiles résiduelles à silex.** Les argiles à silex intègrent fréquemment des éléments allochtones, qui ont été piégés et préservés en poches par le soutirage karstique.

Dans certains travaux d'aménagement (plateau situé au Nord de Caen, dans les quartiers de la Folie-Couvrechef) des poches de 10 à 15 m d'épaisseur ont été mises à jour (Pellerin et *al.*, 1970). Elles englobent des formations fluviatiles anciennes pré-quaternaires d'épandage à petits galets (Fv-H) et, par endroits (Hérouville sur la carte voisine Caen), des sables marins verts glauconieux rattachés au Pléistocène de type Saint-Vigor. Des phénomènes analogues, mais de moindre ampleur et d'âge peut être plus récent, sont visibles dans les tranchées du périphérique sud de Caen, entre Bretteville et Éterville. Les anciennes terrasses fluviatiles de l'Orne et de l'Odon (Fx) y sont soutirées. Dans les deux cas, les formations de couverture ne sont jamais au contact de la roche mère karstifiée et toujours séparées de celle-ci par une couche d'altération d'argile rouge. Ce karst est donc obturé, ancien, non fonctionnel.

Au Sud de Cristot (Pellerin, 1993) et sur le plateau de Bayeux - Ellon - Hottot - Longraye, les argiles à silex contiennent des sables marins quartzeux bien classés et assez fins (médiane 180 à 200  $\mu\text{m}$ ). Des sables identiques ont été trouvés en plus grande abondance jusqu'à 210 m d'altitude sur la feuille Villers-Bocage.

• **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. Les données de sondage montrent que les argiles sont présentes sous les sables plio-quaternaires de Saint-Vigor, ce qui donne un



âge minimal. M. Rioult (1966) et J. Pellerin (1993) envisagent, sur des bases paléontologiques, lithologiques et minéralogiques, un âge crétacé inférieur. Entre ces deux âges extrêmes, il y a place pour une longue évolution, éventuellement polyphasée. Les éléments exogènes, intégrés dans les argiles à silex, peuvent apporter quelques éléments de réponse.

M. Rioult *et al.* (1966) - se basant sur l'hypothèse qu'entre les derniers affleurements de Crétacé inférieur à l'Est de la Dives et la butte témoin céno-manienne du Mont Pinçon à l'Ouest (feuille Villers-Bocage), devaient exister des solutions de continuité - recherche dans les formations d'altération du Bessin, de la Campagne de Caen et de la région bocaine, des éléments rappelant la succession stratigraphique du Crétacé inférieur. Plusieurs éléments ont contribué à étayer cette hypothèse. Dans les « 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. Des restes végétaux inclus dans les argiles à silex de la butte de Parfouru-sur-Odon (feuille Villers-Bocage) ont été 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 montre un cortège de minéraux lourds dont la composition présente une affinité avec le cortège qui caractérise l'Albien. Enfin, morphologiquement, l'affleurement céno-manien, relique du Mont Pinçon (feuille Villers-Bocage), se place dans le prolongement des paléosurfaces définies précédemment. L'ensemble altéritique et sa paléo-surface associée serait donc d'âge crétacé inférieur.

Toutefois, la présence fréquente de silcrètes caractéristiques dans le prolongement vers le Sud de ces surfaces d'altération peut faire penser à un âge plus récent, identique à celui des silicifications pédologiques développées à l'Éocène supérieur dans la moitié sud du bassin de Paris (Thiry *et al.*, 1981, 1983). La surface d'érosion et d'altération d'âge crétacé inférieur et éocène serait confondue au Nord, sur la feuille Bayeux - Courseulles, se dissocierait vers le Sud, sur la feuille Villers-Bocage. Tous ces éléments ramènent au concept d'une surface polygénique actuellement admis (Lautridou, 1994 ; Pellerin, 1967), représentant la dégradation par étapes successives d'une surface post-hercynienne primitive.

### **Formations d'épandages**

Les formations à galets roulés et sables fluviaux, présents sur la feuille Bayeux - Courseulles, se rattachent à trois bassins hydrographiques : celui de l'Orne à l'Est, celui de la Seulles au centre et celui de l'Aure à l'Ouest. Elles se subdivisent en deux groupes de dépôts :

- des formations sableuses à graviers et petits galets de quartz recouvrant

largement les plateaux, sur de faibles épaisseurs. Elles sont, ici, souvent mélangées et intégrées aux altérites argileuses du substrat et donc difficilement datables (Albien à pré-Pléistocène ?) ;

- des formations fluviatiles à galets roulés et blocs glaciels liées à divers stades de l'enfoncement quaternaire du réseau hydrographique. Elles sont beaucoup plus limitées en extension et forment des terrasses étagées le long des principaux cours d'eau. Chaque nappe est définie par sa position altimétrique, un état et un degré d'altération. Chacune constitue un dépôt qui est rattaché à un épisode anté-pléniglaciaire d'une période froide (Pellerin, 1984).

### **Formations d'épandages préquaternaires**

Reposant sur les formations d'altération de la surface pré-pliocène, des formations graveleuses (à petits fragments de quartz laiteux émoussés, galets bien roulés de quartzite (médiane = 3,5 à 4 cm), silix et sables grossiers non usés, dépourvus de blocs glaciels) s'étendent sur les plateaux, à des altitudes supérieures à 50 m. Les occurrences les plus élevées se situent sur le Haut-d'Audrieu, sur la courbe isohypse d'altitude 100 m et au Nord de Cheux. Elles sont, la plupart du temps, recouvertes par les lèss et n'affleurent qu'en bordure de plateaux. Elles apparaissent parfois plus ou moins intégrées aux formations argileuses d'altérations plus anciennes, par phénomène de soutirage karstique en particulier. Elles se différencient nettement des nappes quaternaires des rivières principales par tous leurs aspects sédimentologiques (granulométrie et pétrographie).

**Œ/H. Formations d'épandages préquaternaires du plateau de Villons-les-Buissons, sous recouvrement lèssique.** Elles s'étendent sur le plateau de Saint-Contest - Villons-les-Buissons, à une altitude comprise entre 50 et 75 m. Elles sont généralement complètement occultées par le manteau lèssique. De lithologie analogue aux formations d'épandages de la vallée de la Seullès et de l'Aure, elles s'en distinguent cependant par le fait qu'elles sont totalement déconnectées de tout réseau hydrographique. L'épaisseur ne semble pas excéder 1 m ; toutefois, ces formations sont souvent affectées par des phénomènes de congélifluxion et soutirées dans le karst du plateau, ce qui provoque nombre d'irrégularités. Dans certains travaux d'aménagement (plateau situé au Nord de Caen, dans le quartier de la Folie-Couvrechef), des poches karstiques de 10 à 15 m d'épaisseur les ont piégées (Pellerin et *al.*, 1970).

**Fv-H. Formations d'épandages préquaternaires de la vallée de la Seullès et de l'Aure.** Elles s'étendent de part et d'autre de la partie amont du bassin versant de la Seullès (Cristot - Ducy - Sainte-Marguerite - Carcagny - Vaux-sur-Seullès). Elles coiffent les sables de Saint-Vigor, ce qui leur confère un âge post-pléistocène. On les retrouve à l'Est de Bayeux,

mais sur la feuille Balleroy, seuls quelques rares témoins (Tour, Barbeville, Ranchy) ont été rapportés.

On peut particulièrement bien les observer dans les carrières de sables de Saint-Vigor dont elles érodent le sommet. Il s'agit de conglomérats polygéniques, très hétérométriques, à matrice argilo-sableuse. Ces dépôts grossiers contiennent une majorité de galets de quartz et de silex (diamètre moyen : 5 cm ; diamètre maximum : 10 cm), des galets émoussés de grès repris du Trias et aussi des galets de grès tertiaires de type Cinglais. Dans ces carrières, deux séquences métriques sont reconnues. La séquence inférieure montre une belle structure chenalisante érodant les sables estuariens ; elle est terminée par une unité sableuse puis silteuse. La séquence supérieure, uniquement conglomératique, montre un litage oblique en auge assez frustré.

Ces dépôts sont caractéristiques d'un milieu alluvial à fort régime hydrodynamique, en conditions climatiques périglaciaires, par comparaison avec les exemples régionaux.

Dans leur partie amont, ces formations d'épandages s'appuient sur la couverture d'argile résiduelle à silex du plateau de Lingèvres. Leur altitude est de 95 m à Tilly-sur-Seulles et de 65 m à Sommervieu. Elles dominent le cours actuel de la Seulles de 35 m environ. Dans leur partie aval, tout en recouvrant et traversant la structure Est-Ouest des Sables de Saint-Vigor, elles abandonnent le tracé actuel de la Seulles qui oblique vers l'Est au niveau de Esquay-sur-Seulles, pour se rapprocher de celui de l'Aure et accompagne le coude de cette rivière vers l'Ouest, avant de venir enfin buter sur le horst littoral de Longues-sur-Mer-Port-en-Bessin. Il y a, là, l'esquisse d'un ancien cours de la Seulles qui était peut-être autrefois tributaire du bassin de Carentan dans le Cotentin ; il est probable qu'au quaternaire ancien, Aure et Seulles amont appartenaient au même bassin. La séparation en deux bassins pourrait être due au rejeu, durant le Pléistocène (Pellerin, 1967), de la dislocation qui limite le fossé des Sables de Saint-Vigor et individualise le bloc littoral en horst de Longues-sur-Mer - Port-en-Bessin.

### **Formations alluviales des vallées**

Si l'on excepte les épandages anciens, le système de l'Orne et de son affluent l'Odon forme, au niveau de sa confluence, à Caen, un ensemble de trois nappes (Fw, Fx, Fy) étagées de + 30 m à - 11 m NGF. Elles sont consituées d'alluvions caillouteuses à matrice sablo-graveleuse plus ou moins enrichie en argile en fonction de l'âge et du degré d'altération. Leur épaisseur ne dépasse pas 4 à 5 m. Sur la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer, la nappe Fw n'est pas représentée.

Le spectre pétrographique des galets des nappes reflète la variété des substrats des bassins amont. Pour l'Orne, les schistes gréseux briovériens représentent plus de 50 % des galets de moins de 12 cm, le reste étant composé de grès, de quartzite, de quartz, de granite et de silex. La seule nappe de fond (Fy) contient, à partir de Caen, un fort pourcentage de galets calcaires, disparus par altération des nappes anciennes. Les galets de quartzite et de quartz sont repris en grande partie du Trias meuble. Associés aux schistes gréseux et aux grès rouges cambriens et ordoviciens, ils dominent dans les nappes moyennes (Fx) de l'Odon entre Louvigny et Fontaine-Étoupefour. La matrice des galets est sablo-graveleuse ou sableuse. Ces nappes contiennent, toutes, des blocs glaciels de granite (plus de 50 % dans la nappe de fond), de cornéenne d'Athis, de quartzite et de schiste briovérien. Leur taille atteint couramment 0,8 à 1 m, et leur poids va jusqu'à 2 tonnes (Château de Fleury-sur-Orne, nappe de fond à Caen).

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 d'une stratigraphie relative (Pellerin, 1967, 1979 ; Pellerin et *al.*, 1970) : il y a apparition de vermiculite aux dépens de la chlorite dans les nappes moyennes (Fx). Des profils complets de paléosols conservés ont, en outre, été décrits en amont et en aval de Caen. La nappe la plus basse (Fy), qui disparaît sous le remblaiement fluvio-marin holocène, juste en amont de Fleury-sur-Orne, ne présente que des galets non altérés et, en plus, un pourcentage important de galets calcaires sains. Son âge est sans doute weichsélien. Pour les nappes plus anciennes (Fx), le rattachement à un âge absolu doit être considéré comme une simple proposition.

La stratigraphie relative des dépôts fluviatiles de la Seulles et de l'Aure n'est possible qu'en comparaison avec ceux de l'Orne, étant donné la faible ampleur et la dispersion des dépôts. Les galets sont constitués de quartz, quartzite et silex. Les nappes moyennes et basses le long des cours actuels, contiennent surtout des galets de quartzite et de quartz du Trias associés aux schistes gréseux briovériens.

**Fx. Alluvions anciennes (Pléistocène moyen).** Cette nappe recouvre une terrasse bien conservée sur les deux rives de l'Orne, à Fleury-sur-Orne, et de l'Odon, à Louvigny et à Rocreuil-Éterville. Dans la vallée de la Seulles, les restes de nappes attribuables au Pléistocène moyen se retrouvent entre Esquay-sur-Seulles et Colombiers-sur-Seulles.

#### **Fz/Fy. Alluvions holocènes sur alluvions weichséliennes de fondes vallées**

**Fy. Alluvions de fond des vallées (Weichsélien).** Une nappe de galets non altérés, située à la base des alluvions fines holocènes et fluvio-marines

flandriennes, recouvre tous les fonds plats de vallée. A la confluence Orne - Odon, cette nappe repose sur le "bed rock" calcaire à la côte - 7 m NGF, soit environ 20 m en contrebas du plancher rocheux de la nappe Fx. Elle plonge en aval. Les alluvions sont conservées sur une épaisseur qui varie de 2,20 à 4,50 m à cause de la présence de chenaux fossiles. 34 % des galets de 2 à 5 cm sont calcaires. De nombreux blocs glaciels sont inclus dans le matériel.

Cette nappe de fond au matériel très frais a été reconnue en sondage entre Nonant et Reviens, dans la vallée de la Seulles et tout le long du cours de l'Aure. Dans la vallée de la Seulles, la nappe de fond prend de l'ampleur en aval de Nonant (3 m d'épaisseur au Pont-de-Colombiers), dans la vallée de l'Aure, en aval de la confluence avec l'Aurette. Des alluvions à graviers calcaires ont été aussi rencontrés en sondages dans les vallées de Mue et de la Thue, ainsi que dans la vallée de la Gronde, à Ryes. Leur épaisseur est de l'ordre du mètre.

**Fz. Alluvions récentes (Holocène) : 1- Tourbes ; 2- Tuf de Reviens.** Le plus souvent limoneuses ou limono-sableuses, elles recouvrent les alluvions de fond weichséliennes. Dès que l'épaisseur de ce recouvrement dépasse 2 à 3 m, elles sont interstratifiées (Orne, Seulles, Aure), ou même remplacées par des tourbes (Mue). Dans le méandre de Fleury-sur-Orne (lieu-dit le Grand-Marais), la granulométrie des dépôts va des sables fins, dans la levée de berge, à des formations argilo-limoneuses hydromorphes, dans la zone la plus basse.

**1 - Tourbes.** Dans les vallées de l'Orne (confluence Orne - Odon), de la Seulles et ses affluents, et de l'Aure, des niveaux tourbeux sont interstratifiés dans les alluvions continentales limoneuses. Dans la vallée de la Mue, des tourbes épaisses constituent la totalité du remblaiement holocène à partir de Rots : 5,7 m à Rots, 5 m à Basly, plus de 7 m en amont du barrage de tuf de Reviens. Une tourbe de moins de 2 m d'épaisseur occupe aussi le petit marais de Juaye, au Sud de Guéron.

En arrière du cordon littoral d'Asnelles - Ver-sur-Mer et de Graye, des tourbes constituent aussi le substrat d'un marais maritime (Bassompierre, 1942). Dégagées par érosion du littoral, elles affleurent sur les plages d'Asnelles (forêt de Quintefeuille) et de Courseulles (bois Pourri), où elles faisaient l'objet de prélèvements jusqu'à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Des sondages récents ont montré que ces tourbes holocènes, épaisses au maximum de 4 m, se sont développées au pied d'une falaise fossile, sur des formations marines et fluvio-marines émiennes (My) et continentales weichséliennes (dépôts de pente et lœss). Une tourbe fini-émiennne est, en outre, incluse dans cette série de base. La tourbe holocène supérieure, substrat actuel du marais d'Asnelles - Meuvaines, commence à se former à la fin du Préboréal. L'essentiel du dépôt est d'âge Boréal.

**2- Tuf de Reviens.** Le village de Reviens est construit sur un barrage de tuf large de 500 m qui ferme totalement la vallée de la Mue. Celle-ci est ainsi perchée, à la confluence, à 7 m au-dessus de la Seulles. Le barrage, que constituent les tufs, a occasionné la formation de tourbières qui occupent toute la vallée de la Mue en amont. Les analyses palynologiques effectuées sur les 6 premiers mètres donnent pour ce tuf un âge surtout subboréal. La séquence tourbeuse d'amont va de la base de l'Atlantique au Subatlantique (Clet et *al.*, 1990). Un autre niveau de tuf surmonte une tourbe dans l'élargissement de la vallée du Ruisseau de Provence à Ver-sur-Mer.

### Formations éoliennes

**CE. Lœss (Weichsélien) : 1 - carbonaté ; 2- non carbonaté.** Cette formation éolienne, déposée en contexte périglaciaire, couvre une grande surface dans l'emprise de la feuille, formant notamment un manteau très continu sur les plateaux. La source des matériaux fins du lœss est située dans les anciens estuaires des grandes rivières en périodes de niveaux marins déprimés (Lautridou, 1996), la Manche étant exondée en phase glaciaire. Les vents venaient donc du Nord-Ouest. La distribution de la couverture lœssique répond à cette dynamique de mise en place. Les dépôts ont eu lieu dans les zones de faibles pentes (plateaux), dans les embouchures et tronçons de vallée, mais aussi au niveau ou à l'arrière de ruptures morphologiques provoquant des turbulences et faisant perdre son énergie au vent (pied de falaise marine fossile, flancs de vallées abruptes, falaises sous le vent ou au contraire au vent). Les ensembles cartographiés correspondent à des épaisseurs minimum de 1 m. Sur les plateaux, l'épaisseur est en moyenne de 1 à 2 m, et la couverture est continue. Les plus grandes épaisseurs rencontrées sont de 5 à 6 m, en dehors des zones de plateau, dans des zones de piégeage d'extension toujours limitée. Des indications ponctuelles (tarières, talus, travaux, sondages) d'épaisseur sont portées sur la carte à titre indicatif.

Au Nord, les lœss sont carbonatés. Au Sud, ils sont généralement non calcaires et présentent un faciès proche des limons à doublet des plateaux de Haute-Normandie (alternances millimétriques de lits gris et marron, enrichis en argile, attribués à une pédogenèse limitée développée après la décarbonatation (Coutard et *al.*, 1970, 1973a, 1973b ; Lautridou, 1985).

Le matériau d'origines diverses présente les caractéristiques suivantes :

- le **lœss carbonaté**, de couleur jaune pâle, homogène, contient 13 à 20 % de carbonate, 6 à 13 % d'argile. La granulométrie montre une prédominance (70-80 %) de la fraction à 10-50 µm. Le matériau est bien classé et présente une médiane entre 26 et 36 µm ;

- le **lœss non carbonaté**, à doublets souvent peu nets, présente des tâches de faible hydromorphie. La teneur en argile varie de 15 à 20 %, la médiane est de 23 à 32  $\mu\text{m}$ .

Le cortège de minéraux lourds comprend essentiellement le grenat, l'épidote et la hornblende. Dans les zones de pentes, au pied de reliefs, des gélifractions de calcaire ou de silex sont communs à la base des accumulations. Les lœss sont toujours décarbonatés, la partie supérieure étant plus argileuse et la partie inférieure plus carbonatée. Les carbonates s'accumulent à la base des profils sous forme de veinules blanches, tel un pseudo-mycélium, ou telles de petites poupees de 1 à 2 cm de long. Les lœss sont plus décarbonatés sur les substrats imperméables et siliceux (argiles à silex, nappes alluviales) que sur les substrats carbonatés. La partie décarbonatée est plus importante dans le Bessin, à l'Ouest, que dans la Campagne de Caen, à l'Est. Ce phénomène serait en relation avec une pluviosité plus importante dans le Bessin.

Si l'essentiel de la couverture est homogène, quelques gisements épais révèlent localement une stratigraphie plus complexe. Des coupes relevées à Caen-Venoix ou la Folie dans le périphérique nord de Caen (Pellerin, 1993) ont montré qu'il existe un lœss calcaire à grosses poupees d'âge saalien surmonté d'un paléosol attribuable à l'Émien surmonté par plusieurs cycles weichséliens. Localement et dans de bonnes conditions d'observation, deux cycles sont observés, par exemple entre Anguerny et Colomby-sur-Thaon, au Sud de Cristot, Ellon, Saint-Côme-de-Fresné, à Revières, à Esquay.

Les lœss supportent les classiques sols bruns lessivés, non hydromorphes.

### **Formations superficielles non cartographiées**

Ces formations n'ont pas une importance qui permette de les cartographier à l'échelle du 1/50 000 ; toutefois, on ne saurait être complet si on oubliait de les mentionner. Pour la plupart, elles se rapportent au contexte périglaciaire qui a marqué la fin de la période quaternaire.

Des formations de pentes existent à plusieurs endroits dont des grèzes litées à Bretteville-sur-Odon, formées aux dépens du Calcaire de Caen. Des graviers et blocs calcaires constituent un dépôt de pente assez épais (2 à 3 m) sur la falaise morte du marais de Meuvaines et Ver-sur-Mer. Un dépôt de même type existe sous les lœss plaqués contre la falaise de Saint-Côme-de-Fresné. D'une manière générale, le matériau lœssique soufflé n'est jamais absent de ces formations.

Citons enfin des éléments ponctuels remarquables. Des fentes de gel ont été signalées à Épron, au Nord de Caen, dans des sables sous des limons. Des plissements liés à des phénomènes de congéfluxions ont été reconnus dans le lèss à Colomby-sur-Thaon.

Le colluvionnement des lèss par ruissellement est généralisé. Les fonds de vallons et les pieds de versants en sont souvent tapissés. Ce phénomène est lié à la mise en culture des terres depuis le Néolithique. Il est toujours actif et s'accélère à la période actuelle.

### *FORMATIONS LITTORALES ET MARINES*

Des formations marines côtières, appartenant au moins à deux stades interglaciaires antérieurs au Flandrien, occupent, de Saint-Côme-de-Fresné, à l'Ouest, jusqu'au-delà de Langrune-sur-Mer, à l'Est, le pied de deux falaises fossiles, bordant deux plates-formes étagées. Le pied de ces falaises fossiles est respectivement situé à + 9,5 m NGF pour la plus ancienne (Mx), à -1 m NGF pour la plus récente (My), le sommet des remblaiements atteignant +15,7 m NGF pour les premiers et +6,5 m NGF pour les seconds. Les premières stratigraphies datent des travaux de L. Guillaume, à partir de 1935, puis de L. Dangeard (1936) à qui l'on doit le terme de « Normannien » par lequel les dépôts sont connus dans la littérature. Plus récemment, l'étude de ces gisements a été reprise par M. Clet-Pellerin *et al* (1987).

**œ/Mx. Dépôts marins (Pléistocène moyen : infra-Saalien ou Holsteinien ?) sous recouvrement lèssique.** La plate-forme située entre + 6 m et + 15 m NGF, qui va de Courseulles à Bernières-sur-Mer et se poursuit au-delà de Luc-sur-Mer, est recouverte par un dépôt de sables et galets marins affleurant seulement en quelques points, dont la falaise vive de Saint-Aubin-sur-Mer. Cette plate-forme est limitée au Sud par une petite falaise fossile, conservée sur près de 8 km, dont le front a été dégradé par la gélifraction et adouci par des formations de pentes (grèze) et une couverture de lèss. Le pied de cette falaise est situé à + 9,5 m à un kilomètre au Sud de Bernières-sur-Mer (lieu-dit le Bois-des-Rues), et à + 14,5 m au cimetière de Luc-sur-Mer, où deux gisements ont été étudiés (Pellerin *et al.*, 1987).

Au Bois-des-Rues, au-dessus du remblaiement marin qui culmine à + 13,1 m NGF, le dépôt de pente postérieur est altéré, un reste de paléosol conservé et les formations de gélifraction consolidées. Dans les niveaux de plage, trois dalles calcaires très cimentées ont été rencontrées. Au cimetière de Luc-sur-Mer, les sables marins conservaient également les restes d'une dalle calcaire démantelée à la base du lèss. Une importante faune de gastéropodes et de bivalves à affinité septentrionale - donc postérieure à



l'ouverture du Pas-de-Calais - a pu être étudiée. Des datations par amino-acides faites sur deux espèces (*Littorina littorea* et *Littorina littoralis*) montrent que la plage de Luc-sur-Mer appartient au minimum au stade isotopique 7, plus probablement au stade 9.

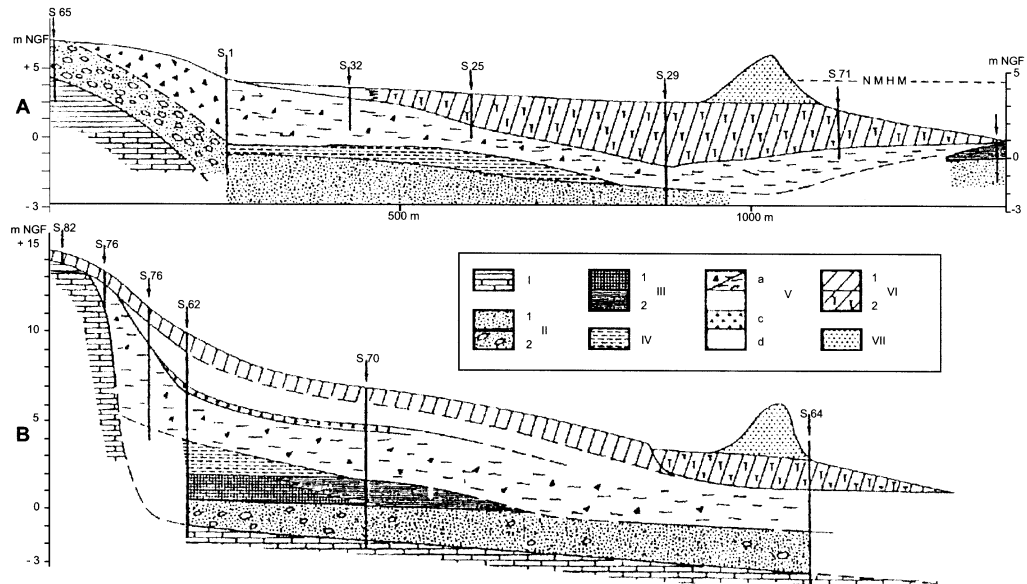
**My; CÉ/My. Dépôts marins (Éémien) ; sous recouvrement loessique.** Les gisements épars - connus depuis longtemps, sur les plages actuelles entre Saint-Cômes-de-Fresné et Bernières-sur-Mer, sous le nom de « sables à *Modiolus modiolus* » - appartiennent à des dépôts marins sableux situés entre -1 m et + 2 m NGF. Des sondages, effectués à Asnelles - Meuvaines (Clet-Pellerin et al, 1987), à Graye-la-Valette (Pellerin et Dupeuble, 1979) et Bernières, ont montré qu'ils se placent dans des séquences situées en pied d'une falaise fossile à - 1 m NGF. Ils reposent directement sur une plate-forme d'abrasion marine inclinée en pente douce vers le Nord sur laquelle on les suit jusqu'à - 5 m NGF.

Le système complexe d'Asnelles - Meuvaines est conservé au front d'une petite falaise fossile, à la base de dépôts de pente non altérés et de loess weichséliens (fig. 21). Les loess recouvrent aussi une partie de la plate-forme où ils sont eux-mêmes recouverts par les tourbes holocènes. Les dépôts marins et fluvio-marins ont été reconnus surtout entre - 1 m et + 0,75 m NGF, mais à la limite des communes de Asnelles et de Meuvaines, un cordon de galets culmine à + 6,5 m NGF. L'ensemble de base, constitué de sables, d'une tourbe sableuse à flore de marais maritime et d'un silt argilo-sableux carbonaté, constitue une séquence à caractère régressif. Les sables renferment une abondante microfaune de foraminifères et ostracodes. À Asnelles - Meuvaines, ont été rencontrées des espèces d'eau froide (*Elphidium albiumbilicatum* et *Cassidulina reniforme*) indiquant un milieu plus froid que l'actuel.

#### **Mz/Fz. Remblaiement marin et fluvio-marin (Flandrien).**

Accompagnant la transgression marine, les dépôts fluvio-marins sableux ou sablo-limoneux carbonatés de type tangué ont envahi les basses vallées de l'Orne, jusqu'à Caen et Louvigny, et de la Seulles, jusqu'en aval de Revières. Ils recouvrent les alluvions de fond de vallées à Caen, à partir du Boréal (Clet-Pellerin et al, 1977). Le long de la côte, à l'abri des cordons dunaires, qui se sont mis en place au cours de la transgression flandrienne, des marais maritimes se sont installés à partir du Subboréal (Clet-Pellerin et al, 1987).

**D. Dunes.** À partir de Saint-Cômes-de-Fresné, un cordon dunaire qui ferme les estuaires de la Gronde et de la Seulles, s'étend en avant du marais flandrien. Il s'interrompt au niveau de la petite falaise vive de Saint-Aubin-sur-Mer et reprend jusqu'à Langrune-sur-Mer. Le cordon est très dégradé et soumis à forte érosion entre Le Hamel et Ver-sur-Mer. Ainsi, à la limite



I. Substrat jurassique - II. 1. Sables marins weichséliens ; 2. Cordon de galets anciens - III. 1. Tourbe fini-émienne ; 2. Argile grise associée à la tourbe -  
 IV. Silts argilo-sableux carbonnatés en place, sans graviers calcaires - V. "Head", formations de ruissellement et loëss weichséliens ;  
 a. "Head" proprement dit et formations de ruissellement associés, c. Cailloutis de base, d. Loëss calcaire - VI. 1. Sol brun lessivé holocène ; 2. Tourbe holocène - VII. Dune

**Fig. 21 - Coupes synthétiques :**  
**A - à travers le Marais de Meuvaines (zone est) ; B - dans la zone de Saint-Côme-Asnelles (zone ouest)**  
 (d'après Clet-Pellerin et al., 1987)

des communes de Meuvaines et de Ver-sur-Mer, il a reculé d'une centaine de mètres depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle, et la mer envahit le marais lors des fortes tempêtes de Nord.

**Blocs glaciels.** La présence de gros blocs erratiques sur les côtes de Normandie est signalée depuis longtemps. En 1886, Ch. Velain publiait un article dans la Société géologique de France sur « l'existence d'une rangée de blocs erratiques sur la côte normande, à l'Est de Grand-Camp ». Il décrit une vingtaine de blocs de roches cristallines (granulites, gneiss, granites,...), échoués au pied de la falaise calcaire, de dimension allant de 1 à 9 m<sup>3</sup>. Une autre étude de E. Hue (Bigot, 1927b), dans les environs de Luc-sur-Mer, a permis de cartographier et mesurer plus de cent blocs métriques connus sous le nom local de « gas ». Les marins les considèrent comme des roches mortes », en ce sens que vagues et courants n'ont aucune action sur elles, même par très gros temps, comme le prouvent la faune et la flore qui les utilisent comme support. Ces blocs sont interprétés comme des éléments pris dans les glaces, transportés par des radeaux de glace flottante, puis délestés. Dans le cadre de la feuille, ils se regroupent en essaim à l'Est de l'embouchure de la Seulles. Ils sont rares dans les 100 à 150 premiers mètres de la frange littorale, c'est-à-dire là où l'action des vagues se fait la plus intense. Par contre, ils abondent dans le bas de la zone des marées où ils s'alignent vers 250 m au large, selon un cordon parallèle au rivage actuel. Rappelons également que de nombreux blocs glaciels sont présents dans les différentes nappes alluviales de l'Orne.

### *FORMATIONS ANTHROPIQUES*

X. **Remblais.** À proximité et sous la ville de Caen, des remblais sont dus à l'établissement humain sur l'ancienne zone inondable de la ville. Au Nord du quartier du Chemin-Vert, une colline artificielle correspond à l'ancienne décharge d'ordures ménagères aujourd'hui aménagée en parc de loisirs.

### CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

#### **Paléogéographie du flysch briovérien**

La série briovérienne, affleurant sur le territoire de la carte Bayeux - Courseulles-sur-Mer, s'est mise en place dans un vaste bassin, appelé bassin mancennien, ouvert au Sud d'une structure volcano-plutonique orientée SW-NE et baptisée arc de Coutances (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990). Le bassin mancennien est comblé par une épaisse série détritique terrigène de type flysch (Briovérien supérieur), dont les faciès sédimentaires

s'organisent parallèlement à l'arc de Coutances émergé (fig. 2). Ainsi, les faciès sédimentaires briovériens de la carte Bayeux, caractérisent un domaine de cône sous-marin supérieur, entaillé de chenaux dans lesquels sont piégés les faciès grossiers conglomératiques et microconglomératiques mis en place par des courants de débris. Latéralement, les faciès de débordement sont représentés par les faciès fins. Ce domaine est encadré, à l'Ouest et au Nord-Ouest, par une zone de pieds de talus située au débouché de canyons chargés de faciès franchement conglomératiques (cf. conglomérat de Saint-Germain-d'Ectot ; carte Villers-Bocage), et, au Sud-Est, par un vaste glacis édifié par les turbidites proximales de cône moyen, typiques du flysch de la Laize (Garlan, 1985).

L'arc de Coutances alimente ces corps sédimentaires comme le suggère la direction des paléocourants et, avant tout, la nature des lithoclastes contenus dans les faciès grossiers (abondance de fragments volcanogènes et, parmi ceux-ci, nombreux fragments de laves basiques, constituants importants de la structure de l'arc ; Dupret et *al*, 1985 ; Le Gall et *al.*, 1986). Les cristaux de quartz, feldspath potassique, plagioclase albitique et biotite, qui envahissent la matrice des faciès turbiditiques, dérivent, eux-mêmes, du démantèlement d'un énorme volume de matériaux acides (ignimbrites, pyroclastites), rejeté par des édifices volcaniques installés sur les structures de l'arc magmatique en cours de maturation (Le Gall, 1996).

### **Formation deltaïque cambrienne des Grès de Caumont**

En raison de la faible extension, sur le territoire de la carte, des terrains ordoviciens, seule la formation cambrienne des Grès de Caumont fera l'objet d'un essai de reconstitution paléogéographique.

Par opposition avec la sédimentation de bassin profond qui prévaut au Briovérien, la Formation des Grès de Caumont, à l'image des autres formations de la couverture paléozoïque régionale, est révélatrice d'une sédimentation de plate-forme, et, dans le cas présent, d'un environnement deltaïque aérien à sous-marin (Doré, 1969). Recouvrant les sédiments marins à constructions stromatolitiques du Cambrien inférieur (Formation des Schistes et calcaires), les arkoses et les grès feldspathiques constituent un corps sédimentaire en forme de cône, axé sur la vallée de l'Orne, dont la base se perd sous la Manche et la pointe au Sud. Cette formation tire son origine du démantèlement 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 mancellien (Le Gall, 1996).

## Trias

Formant une unité distincte et séparée des séries de la province occidentale du bassin de Paris, le Trias de Basse-Normandie a une extension limitée, du Nord-Cotentin à la région Caen - Falaise. Cet ensemble, d'âge tardif (Trias supérieur) et d'origine continentale ou fluviale, témoigne de la destruction des reliefs hercyniens avant le début des différentes transgressions marines du Jurassique. La distribution des sédiments détritiques est contrôlée par la présence des synclinaux paléozoïques, armés par des niveaux quartzitiques, qui s'individualisent par inversion de relief. Ces structures hautes déterminent au Sud de la feuille une série d'écueils, traits paléogéographiques d'importance pour toute la suite de l'histoire géologique de cette région. Dans le cadre de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer, les épandages s'effectuent essentiellement dans l'angle sud-ouest, dans l'axe d'une dépression de schistes briovériens au Nord-Ouest du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne. Le stock de galets quartzitiques, provenant du démantèlement des arêtes paléozoïques qui s'accumulent dans les dépressions briovériennes, sera remobilisé à différentes reprises et alimentera une bonne partie de la sédimentation détritique des périodes ultérieures, jusqu'aux périodes récentes plio-quadernaires.

## Transgressions jurassiques

La distribution des formations marines sur cette bordure du Bassin parisien, pendant tout le Mésozoïque, est contrôlée par deux structures pérennes (Riout 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, à tendance négative. Entre ces deux entités, la bordure du bassin connaît des oscillations engendrées par les mouvements épirogéniques et l'eustatisme. L'Éperon du Perche, de direction E-W, 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. Le Sillon marneux péri-armoricain, qui rejoint la Manche centrale à la Baie de Seine puis au Pays de Caux, est, quant à lui, un héli-graben subsident durant le Jurassique, ouvert sur

l'Atlantique-Nord qui isole partiellement le bloc armoricain du reste du Bassin anglo-parisien. Il est caractérisé par des séries épaisses et terrigènes. A une plus petite échelle, interviennent les structures du socle, cadomiennes de direction NE-SW, mais surtout hercyniennes avec les synclinaux paléozoïques de direction NW-SE, formant écueils au sein de la plate-forme jurassique. Le Lias représente un premier cycle transgressif, qui sera poursuivi par celui du Bajocien, et enfin couronné par celui du Bathonien. Dans toute la pile jurassique, les lacunes sont nombreuses. Dans le territoire de la feuille, le Lias cumule 35 à 40 m d'épaisseur, le Bajocien 20 m en moyenne, le Bathonien à lui tout seul totalise près de 90 m de dépôts. Ces transgressions successives et de plus en plus larges sont un prélude à la grande transgression callovienne qui ennoiera les derniers écueils paléozoïques. Cette dynamique de la sédimentation jurassique est synthétisée sur la figure 22.

À partir de l'Hettangien, non représenté dans le cadre de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer, la transgression liasique va envahir la bordure normande du Massif armoricain, d'abord par ingression du réseau de drainage triasique (Dangeard et Rioult, 1959), jusqu'à la fin du Sinémurien, puis par débordement progressif du Bassin parisien (Rioult 1968, 1980) du Carixien au Toarcien (Rioult et *al*, in Dugué et *al*, 1998).

A la base du Lias, la sédimentation argilo-calcaire rythmique en contexte subsident du Sinémurien traduit un milieu peu profond. Les eaux marines s'avancent jusqu'au pied des premiers écueils paléozoïques avec les calcaires à gryphées qui viennent se biseauter au Sud de Fontenay-le-Pesnel, à proximité de la terminaison nord du synclinal paléozoïque de May-sur-Orne.

Ce type de sédimentation se prolonge dans la base du Pliensbachien avec les Calcaires à *Cincta numismalis*, puis les Calcaires à bélemnites. C'est durant le Lias qu'une première transgression marine généralisée a lieu. Une plate-forme carbonatée s'établit. Le territoire de la feuille Bayeux - Courseulles se place sur la partie externe de cette plate-forme. Vers le Sud, en direction de l'éperon du Perche, les écueils paléozoïques imposent une paléogéographie plus complexe. Le débordement des couches sinémuriennes par les assises pliensbachiennes peut se voir dans la région de Tessel. La transgression liasique atteint son maximum avec les Calcaires à bélemnites, dont le faciès, peu variant et homogène, caractérise une plate-forme franchement ouverte aux influences du large. La base du banc de Roc, à la limite Domérien inférieur - Domérien supérieur, est marquée par une discontinuité importante (Surface de Tilly et conglomérat de Tilly sus-jacent), ainsi que son sommet. Vers le Sud, entre et sur les écueils paléozoïques, la sédimentation apparaît plus calcaire. Les bancs carbonatés s'amalgament par disparition des marnes et se chargent en détritiques pour prendre le



faciès type du banc de Roc. Le sommet de ce dernier est oolitique (Bretteville-sur-Odon), annonçant déjà les oscillations de la période toarcienne avant le recul du rivage.

Le Toarcien est, en effet, marqué 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 multiplication des surfaces d'érosion, des remaniements, des encroûtements, la phosphatisation des fossiles, la présence d'ooïdes ferrugineux, traduisant une phase d'instabilité. Les conditions anoxiques, qui ont temporairement régné lors du dépôt des Argiles à Poissons, ont décimé les faunes benthiques 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.

Les faciès carbonatés varient peu au cours de toute la période liasique, avec un motif commun biocritique, contenant tantôt des spicules d'éponges (calcaires à *Cincta*), tantôt des filaments (calcaires et marnes à *Hildoceras*), mais toujours associés à de nombreux apports bioclastiques usés et de petites tailles. Vers le Nord, les faciès argileux sont connus avec une grande extension (sondage du Havre, fond de la Manche), alors que vers le Sud, ils disparaissent sur les écueils. La régularité des isobathes de la surface basale des Argiles à poissons, dans le territoire de la feuille, confirme que la région Bayeux - Courseulles se place, au Toarcien, au Nord des premiers écueils sur une plate-forme largement ouverte. Les pulsations de la transgression liasique sont soulignées par trois discontinuités importantes : 1 - discontinuité anté-sinemurienne ; 2 - discontinuité intradomérienne ; 3 - discontinuité à la limite Domérien - Toarcien. Chacune s'accompagne d'une lacune biostratigraphique variable et est suivie d'une reprise de subsidence avec élévation du niveau marin. Elles sont liées à des crises épigéniques, avec fracturation, déformation et localement minéralisation (Rioult, 1985, *in* Dugué *et al.*, 1998).

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 à *Leioceras opalinum*, encadré par deux discontinuités biostratigraphiques. 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'émerision. Vers le Nord, ce niveau caractéristique a été reconnu en sondage jusque dans le pays de Caux, alors que vers le Sud, en direction de Falaise, il passe latéralement à des Calcaires à *Acanthothyris spinosa*, puis en direction de l'Eperon du Perche, fait place à des sables quartzeux. Cette période correspond donc à une reprise de l'érosion et serait contemporaine d'une déformation du socle, avec minéralisation des dépôts au cours d'une phase épirogénique (Rioult, 1985, *in* Dugué et al., 1998). 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. L'extension paléogéographique des dépôts carbonatés bajociens et leur distribution, indiquent une première ébauche de plate-forme carbonatée, avec une sédimentation qui demeure toutefois peu profonde.

On assiste au cours du Bathonien à l'édification d'une plate-forme carbonatée importante et différenciée. La sédimentation, qui déborde largement les limites régionales du domaine marin aalénien - bajocien, s'organise en quatre grandes séquences d'épaisseur décroissante et à dominante carbonatée. Chaque séquence montre une évolution régressive qui débute par des niveaux basaux marneux fossilifères bioturbés à céphalopodes (caillasses) où s'expriment les influences du large, puis se poursuit par des accumulations de calcaires bioclastiques de plus en plus grossières et oolitiques et, enfin, s'achève par une surface durcie et perforée. On reconnaît ainsi les successions :

- Couches de Passage - Marnes de Port/Calcaire de Caen - Calcaire de Creully ;
- Caillasse de Fontaine-Henry - Calcaire de Blainville ;
- Caillasse de Blainville - Calcaire de Ranville ;
- Caillasse de la Basse-Écarde - Calcaire de Langrune.

Les « caillasses » fossilifères sont constituées de calcaire argileux d'épaisseur très variable, et marquent la base de séquences transgressives. Dans les calcaires bioclastiques sus-jacents, la stratification, planaire à la base des séquences, devient oblique et entrecroisée à leur partie supérieure. La sédimentation est alors gouvernée par une dynamique tidale. Le degré d'énergie hydraulique et la vitesse des courants s'accroissent vers le haut, de même que la tranche d'eau diminue jusqu'à un seuil au-delà duquel le dépôt de sédiment n'est plus possible. Une ou plusieurs phases de lithification synsédimentaire (surfaces durcies et perforées) terminent alors la séquence.

À travers cette unité, chaque séquence a sa propre originalité. De même, à l'intérieur d'une séquence peuvent s'individualiser des sous-séquences.

La première séquence, également la plus épaisse, se distingue fortement des autres. Au-dessus des couches de passage, les Marnes de Port-en-Bessin se déposent dans un milieu profond de plate-forme externe qui se rattache, au Nord-Est, au sillon marneux péri-armoricain. Le Calcaire de Caen, qui les remplace latéralement vers le Sud, s'est déposé dans un milieu calme et abrité correspondant à un marécage côtier tropical peu profond, éloigné du front de mer. Il se poursuit vers le Sud jusque dans la région de Falaise et Argentan, tout en s'amincissant aux niveaux des écueils paléozoïques sur lesquels il repose parfois directement. Le couple Marnes de Port-en-Bessin - Calcaire de Caen passe, vers le haut, aux calcaires bioclastiques à stratifications entrecroisées, de dynamique tidale qui caractérisera le reste du Bathonien.

Les trois séquences supérieures du Bathonien sont très similaires tant en faciès qu'en évolution et en épaisseur. Elles se distinguent de la première séquence bathonienne par une plus grande grossièreté des dépôts. L'étude de la direction des paléocourants (Fily, 1978, 1987) montre une rotation dextre de N40°E (Calcaire de Creully), N60°E (Calcaire de Blainville), N120°E (Calcaire de Ranville) vers N180°E (Calcaire de Langrune). Elle s'accompagne d'une disparition progressive des chenaux, d'une diminution de l'épaisseur des faisceaux, et d'une plus grande dispersion des directions.

L'examen de la répartition des ensembles sédimentaires bathoniens (G. Fily et *al*, 1979) sur la plate-forme armoricaine, conduit à distinguer :

—au Nord, un domaine de plate-forme externe, ouvert au large, qui correspond au fond de la Manche et à la baie de Seine, se raccordant au sillon marneux et où dominent les terrigènes : le faciès des Marnes de Port-en-Bessin s'y développent jusqu'au Bathonien supérieur. Les écueils sont absents ;

—dans le Bessin et la Campagne de Caen (feuilles Bayeux - Courseulles et Caen), un domaine de transition, en limite de plate-forme interne et externe, où sont particulièrement bien développés les faciès de sables calcaires à mégarides bioclastiques obéissant à une dynamique tidale bien réglée ;

—un domaine de plate-forme interne (zone de lagunes littorales à pré-littorales) qui correspond aux campagnes d'Écouchet - Argentan, Trun - Falaise, constituées d'un assemblage de petits bassins séparés par des crêtes gréseuses paléozoïques. Ces obstacles perturbent la régularité des courants qui ont produit, au Nord, les calcaires bioclastiques à stratifications entrecroisées, donnant ici des calcaires boueux à oolites et pelloïdes avec faunes et flores euryhalines ;

- au Sud, un domaine littoral (campagnes de Sées, du Saosnois et d'Alençon) où se déposent des calcaires sublithographiques, des biomicrites et pelmicrites.

Le développement de la plate-forme atteint son apogée au Bathonien moyen. La crise épirogénique, marquant la fin du Bathonien moyen, est très sensible au niveau de l'Eperon du Perche où le Bathonien moyen est absent. Le Bathonien supérieur est marqué par la dégradation de la plate-forme, puis par l'amorce de la transgression callovienne.

### **Témoins crétacés et tertiaires**

La période Crétacé inférieur - Tertiaire représente, dans toute cette zone de bordure du bassin de Paris, un stade où les processus continentaux d'altération prévalent sur les processus de dépôt. Dès le Crétacé inférieur, s'ébauche une surface d'altération marquée en particulier par la formation de vastes surfaces d'argiles résiduelles à silex que l'on retrouve en continuité avec les argiles de même type sur les feuilles voisines. La surface de base de ces altérites se prolonge sur le socle jusque sur le Synclinal bocain. Des indices d'âges crétacé inférieur et tertiaire témoignent de la longue évolution de cette surface polygénique retouchée sans doute à plusieurs reprises jusqu'à la période pré-pliocène.

### **Période plio-quaternaire**

Cette dernière étape est dominée par la phase épirogénique qui a fait monter le niveau du Massif armoricain, mais aussi de la Haute-Normandie, d'environ 150 m en 2 millions d'années (Lautridou, 1985). Elle s'accompagne du morcellement de la surface polygénique pré-pliocène, notamment des ensembles d'argiles résiduelles à silex. Les dépôts les plus anciens de cette période sont constitués par des sables marins plio-pléistocènes, représentés dans le cadre de la feuille par les Sables de Saint-Vigor, qui se développent vers l'Ouest dans le bassin de Carentan. Ces formations ont comblé des petits fossés étroits mais parfois épais (200 - 300 m à Carentan), qui se placent sur d'anciennes dislocations ou sur des inter-sections de discontinuités.

Le reste de l'histoire quaternaire se dessine progressivement, en réponse aux soulèvements. Le réseau hydrographique s'enfonce petit à petit dans la couverture sédimentaire mésozoïque. Les formations fluviales les plus anciennes, probablement celles qui sont situées sous le lœss du plateau de Villons-les-Buissons, n'évoquent pas un réseau structuré. Souvent mélangées et intégrées aux altérites argileuses du substrat, à des altitudes

allant de 100 m au Sud (Cheux) et descendant jusqu'à 30 m au Nord (Bernières-sur-Mer), elles correspondent à des épandages sur une ancienne surface. En revanche, les alluvions anciennes qui bordent le cours de la Seulles sont liées à cette rivière, tout du moins dans sa partie amont, car, vers l'aval, elles se dirigent vers l'Aure qui part à l'Ouest vers le bassin de Carentan, avant de venir buter et disparaître au niveau du horst littoral de Longues-sur-Mer - Port-en-Bessin. Ainsi donc, s'esquisse une proto-Seulles, antérieure à une dislocation tectonique tardive de direction E-W.

À partir du Pléistocène moyen, le réseau hydrographique est bien exprimé et la dynamique froide 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 lœss depuis la Manche exondée sur l'ensemble du paysage ; délitages des affleurements calcaires en plaquettes et en gélifracts ; empâtement des pentes par des grèzes mélangées au lœss ; fluage des argiles d'altération ; colluvionnement des lœss. 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 ; ils présentent un bon nombre d'affleurements tapissés par des grèzes et des éboulis caillouteux. A 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 terrains de la feuille Bayeux - Courseulles se réalise au cours de plusieurs phases qui se rapportent aux grandes périodes orogéniques affectant la région :

- vers 540 Ma, lors de la formation de la Chaîne cadomienne, les terrains briovériens seront plissés, métamorphisés et injectés de plutons, représentés, hors carte, par les granodiorites de la Mancellia au Sud (type Athis ou Vire) ou celles situées au Nord, en Manche actuelle (type Le Havre) ;
- entre 340-300 Ma, l'histoire varisque est responsable, non seulement de la structuration des formations paléozoïques mais de la remobilisation des terrains précambriens. A cette histoire, se rattache un magmatisme qui, sur le territoire de la carte, se traduit par la mise en place de filons doléritiques ;
- enfin, à une période post-varisque, mal datée, vient la déformation de la couverture secondaire dont les accidents cassants réutilisent souvent ceux apparus au cours des histoires précédentes.

## **Déformation des terrains briovériens**

La série briovérienne est, en règle générale, fortement redressée avec des bancs souvent verticaux, orientés en moyenne autour de N70°E. Cette direction tranche sur celle des terrains paléozoïques du synclinal de May, orientés N110°-130°E, ce qui démontre l'existence d'une phase plicative assurément cadomienne. Celle-ci s'accompagne d'un métamorphisme régional de faible intensité, croissant cependant d'Est en Ouest, avec passage des séries anchizontales de la vallée de l'Odon aux séries épizonales de la vallée de l'Aure.

Les bancs sont affectés de plis dont aucune charnière ne s'observe directement, mais qui peuvent se déceler grâce aux inversions de polarité de la série, comme par exemple dans les faciès entaillés par la vallée de l'Odon, à Verson. Une schistosité de plan axial, surtout visible dans les faciès fins, accompagne le développement des plis. Elle reste de type fracture dans les séries briovériennes de la vallée de l'Odon. Par contre, en progressant vers l'Ouest et en parallèle avec l'augmentation du degré de métamorphisme, la schistosité passe progressivement à une schistosité de type flux (vallée de la Seullès ; secteur du Pont de Juvigny), recoupée par une seconde schistosité de crénulation dans la vallée de l'Aure. Une linéation d'étirement sub-verticale est portée par les plans de schistosité de flux ; elle s'observe particulièrement bien dans les faciès fins, voire même dans les grauwackes du Pont de Juvigny.

Outre les déformations directement imputables à l'histoire cadomienne, les séries briovériennes ont subi les effets de la compression varisque à laquelle se rattache le serrage des structures cadomiennes, le déversement de certains plans axiaux, enfin, le développement de failles (décrochements N30° senestres) et surtout de virgations dont la plus spectaculaire intéresse les faciès de la vallée de la Seullès (Pont-aux-Piquets). A cette virgation, est associée le développement de nombreux accidents (failles N5° et N130°) qui entraînent l'écrasement local des faciès anciennement exploités dans la carrière du Pont-aux-Piquets. Ce type de déformation, qui illustre le jeu de grands décrochements varisques, s'exprime avec intensité sur le territoire de la carte mitoyenne Balleroy (Villey, 1978).

## **Déformation des terrains paléozoïques**

Les terrains paléozoïques de la feuille Bayeux - Courseulles appartiennent au synclinal de May dont seules les formations basales du flanc sud sont préservées. Il faut se déplacer vers l'Est, dans la vallée de l'Orne, pour retrouver des formations appartenant à un flanc nord renversé et très incomplet (contact Briovérien - Formation des Grès de Caumont). La grande faille

limite nord, jamais accessible à l'observation, passe à l'Ouest de Mouen et se dirige vers Gournay où le contact anormal s'effectue entre les Grès de May et le Briovérien. Compte tenu du renversement des structures du flanc nord vers l'Est, il est possible que la faille limite du synclinal de May présente également un regard nord. D'autres accidents, fonctionnant en faille inverse, et à regard nord sont exposés dans les carrières de Mouen. Ces accidents, orientés N130°E et à composante décrochante dextre, sont parfois guidés par les plans de stratification des arkoses. Ils entraînent localement l'apparition de petits replis (secteur nord de la carrière en rive gauche de l'Odon). En outre, de nombreux décrochements conjugués senestres N30°E subverticaux (pitch des stries de 20 à 30° vers le Nord) affectent la Formation des Grès de Caumont comme, par exemple, dans la carrière située en rive droite de l'Odon.

La prolongation du synclinal de May en direction du Nord-Ouest est interrompue par un accident N90°-100°E qui décale la formation de Caumont en direction de l'Ouest. Cette formation, en position structurale de flanc sud, se retrouve, en effet, sous forme d'un pointement isolé, localisé dans la vallée du Bordel. L'interruption brutale du synclinal de May vers le Nord-Est est confirmée par le sondage hydrogéologique de Cheux (le Grand Orme) qui, après 6 m de couverture jurassique, a pénétré dans les faciès du Briovérien supérieur (Le Gall, *in* Pascaud et Boulin, 1996).

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. Cet accident majeur pourrait, à titre d'hypothèse, être une ancienne faille normale limitant une structure de type graben, qui jouerait en faille inverse lors de la compression varisque. D'autres accidents cassants apparaissent au cours de ce stade terminal sous la forme des décrochements conjugués N30° senestres et N110°-130° dextro-inverses.

La période de compression varisque a été précédée de périodes d'extension, dont celle se situant à la limite Dévonien - Carbonifère. C'est en effet à cette période, qu'outre l'ouverture des bassins carbonifères centre-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 racines atteignent le territoire de la carte Bayeux - Courseulles (Le Gall et Mary, 1983).

Faute de tout dépôt du Paléozoïque supérieur dans le synclinal de May - la limite d'érosion post-varisque se situant en effet dans les arnpélites 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, 1988) et avant le comblement des bassins houillers du Westphalien supérieur (bassin du Plessis ; Coquel et *al*, 1970) et du Stéphanien supérieur (bassin de Littry ; Coquel et *al*, 1969).

### Déformation de la couverture sédimentaire

La couverture mésozoïque et cénozoïque est affectée par des accidents d'importances modérées dont les rejets maximum sont de l'ordre de la dizaine de mètres. La médiocrité des affleurements de cette région de Normandie ne permet toujours pas d'en faire un tracé précis. La plupart de ces accidents empruntent les directions de structuration du socle. Ils s'organisent selon deux directions principales : E-W à N120°E correspondant aux axes paléozoïques (« direction armoricaine »), N70°E correspondant à la structuration cadomienne.

Les accidents avérés et prouvés ne sont pas si nombreux pour que l'on se passe de leur description précise et des éléments d'observation indiscutables qui ont permis de les individualiser. On peut énumérer :

- la faille de Verson, déjà portée sur l'ancienne édition à 1/80 000, se voyait très nettement, selon A. Bigot (1885, 1927a), dans la tranchée à l'Ouest de la gare de Verson. Aujourd'hui encore, elle peut être mise en évidence par la disparition locale de la Malière et la mise en contact des faciès fossilifères de l'Oolite ferrugineuse et du Toarcien. Vers l'Ouest, les Calcaires à spongiaires sont abaissés au niveau du Pliensbachien, ce qui implique un jeu normal du compartiment nord d'au moins 10 m. Cet accident peu s'interpréter comme une faille normale ayant joué au droit de la zone à tendance positive que constitue le flanc nord de l'écueil paléozoïque de May-sur-Orne.

De nombreuses fractures ouvertes de directions comparables (N90°E à N110°E) ont été vues dans les carrières souterraines de la Pierre de Caen. Certaines d'entre elles sont karstifiées. Dans les carrières de la Maladrerie, on relève un jeu dominant de fractures N110°E, décalant un jeu subordonné de direction N145°E et N50°E. Dans des carrières plus anciennes de la partie est de la ville (quartier Saint-Jean-Eudes, feuille Caen à 1/50 000), les mêmes fractures N110°E, ouvertes plus largement, sont karstifiées et soutirent les anciennes terrasses (Fx) de l'Orne ;

- le faisceau faillé de Juaye-Mondaye - Lantheuil, de direction N70°E, prend en écharpe toute la série jurassique depuis l'angle sud-ouest de la feuille jusqu'au Sud de Revières, soit sur une distance de 25 km. Il a été identifié par vue aérienne (information P. Gigot) dans sa partie nord, et s'exprime bien dans la région de Juaye - Mondaye par le décalage topographique de la cuesta liasique. Une bonne partie de son parcours est cependant caché par les argiles résiduelles à silex. Les accidents de Mondaye - Carcagny et Audrieu - Sainte-Croix, lui sont parallèles. Les décalages observés entre Lantheuil et Pierrepont impliquent un abaissement du compartiment nord-ouest. Cependant, au niveau de Chouain, c'est le compartiment sud-est qui est abaissé. On a donc affaire à un faisceau complexe, avec rejeu composite en touches de piano. Cet accident se place dans la continuité d'une importante dislocation, affectant le Briovérien, visible dans la vallée de la Seullès (Pont-aux-Piquets), reconnue sur la feuille Balleroy (Villey, 1978) et jusqu'à Granville, sur la côte ouest du Cotentin. Dans ces dernières zones, les failles satellites et les figures d'entraînement indiquent un comportement cisailant senestre ;

- le graben de Saint-Vigor est tout d'abord mis en évidence par la localisation des sables, épais de 20 m en moyenne, dans une bande étroite de direction E-W, entre Bayeux et Esquay-sur-Seullès. L'une des expressions du rebord nord de cette structure est constituée par la faille de Villers-le-Sec qui abaisse la limite Marnes de Port - Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont d'une dizaine de mètres et délimite ainsi au Nord un horst littoral qui se raccorde vers l'Ouest à celui de Colleville - Vierville-sur-Mer - Saint-Pierre-du-Mont (feuille Grandcamp-Maisy). La limite sud est moins évidente dans le paysage actuel. Cependant, une série de sondages électriques a confirmé l'existence de ces failles normales. Cet effondrement, qui précède le dépôt des sables, affecte les formations d'altération (argiles résiduelles à silex) et recoupe la paléosurface associée qui s'étale depuis le plateau de Lingèvres, au Sud, jusqu'à la falaise littorale, au Nord. La structure tectonique est donc au moins d'âge pré-pléistocène. Le graben et son remplissage sableux sont scellés par les dépôts d'épandages fluviaux de la proto-Seullès (cf. Formation d'épandages Fv-H) qui se dirigeaient à l'aval vers l'Aure et le bassin de Carentan (Pellerin, 1967). Ces dépôts d'épandages anciens viennent buter sur le horst littoral, et la Seullès actuelle décrit un coude vers l'Est qui l'amène dans le prolongement de l'axe du graben de Saint-Vigor sur plusieurs kilomètres. Il est donc probable que des rejeux de la structure tectonique de Saint-Vigor (mouvements positifs du horst littoral ?) ont induit une perturbation dans l'organisation du réseau hydrographique au cours du Quaternaire ancien. Le fossé de Saint-Vigor et son remplissage se placent donc sur une structure mobile qui a joué plusieurs fois entre le Pliocène et le Quaternaire ;

- l'accident de direction N120°E, situé au Sud de Douvres-la-Délivrande, a pu être mis en évidence par les oppositions de faciès entre le Calcaire de Creully, affleurant dans de bonnes conditions en carrière, au Nord-Est, et les



niveaux plus élevés des Calcaires de Blainville et Langrune au Sud-Ouest. Cette cassure se place en outre dans le prolongement d'un linéament majeur (horst), étroit - cartographié sur la feuille Caen - traversant la basse vallée de l'Orne et se prolongeant vers l'Est jusque dans la cuesta callovienne ;

- entre Ver-sur-Mer et Longues-sur-Mer, une série d'accidents de direction  $N70^\circ$  s'individualise. Certains d'entre eux peuvent se voir dans la falaise littorale (Cap Manvieux) ; ils ont été mis en évidence par reconnaissance aérienne (La Fontaine-Saint-Côme, information P. Gigot) ou avaient été notés par les anciens auteurs (Saint-Côme-de-Fresné ; Bassompierre et *al*, 1968). Les mouvements en touches de piano des différents blocs ainsi délimités sont accompagnés par des rebroussements des couches sédimentaires occasionnant des pendages allant jusqu'à  $30^\circ$ . De tels crochons de faille sont visibles sur l'estran à marée basse, au niveau de Cap Manvieux et Arromanches, ainsi que dans le talus de la route au-dessus de l'église de Saint-Côme-de-Fresné. Ces accidents, parallèles à ceux du faisceau faillé de Juaye-Mondaye - Lantheuil sont vraisemblablement en relation avec d'anciennes structures du socle affectant le Briovérien. Vers le Nord, sur le plateau continental, ils sont encore sensibles dans la topographie sous-marine. Ils se superposent, en outre, à une forte anomalie gravimétrique (cf. § « Données de sondages sur le socle ») correspondant à une structure lourde fortement enracinée (roche basique probable). Ils semblent décaler un accident plus ancien de direction  $N110^\circ E$ . Sur la feuille Grandcamp-Maisy à l'Ouest, une organisation tectonique semblable a été mise en évidence par G. Fily : accidents E-W parallèles à la côte correspondant au champ de failles des Hachettes, recoupés par des accidents subméridiens à  $N70^\circ E$  ;

- dans ce même secteur côtier, il faut noter un trait morphologique remarquable, constitué par la « boutonnière » de la vallée de la Gronde, aux alentours de Ryes. Celle-ci, d'allongement NE-SW est ouverte dans les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont, les talus étant constitués par les Marnes de Port-en-Bessin et le fond de la dépression par les Calcaires à spongiaires. Un bombement est attesté par le fait que les Calcaires à spongiaires affleurent à une altitude légèrement plus élevée dans l'axe de la structure que sur sa bordure. Le tracé des isobathes, tant de la base du Toarcien, que de l'Oolite ferrugineuse bajocienne ou encore de la base des Marnes de Port-en-Bessin (fig. 10, 13 et 15) soulignent également cette structure positive. On note que, curieusement, les argiles à silex, qui sont très développées sur le flanc ouest de la boutonnière, sont absentes à l'Est. Il semble exclu que la vallée de la Gronde représente un ancien débouché de la Seules vers la mer. Il n'y a en effet aucun dépôt fluviatile à l'appui de cette hypothèse dans la vallée de la Gronde (cf. Fv-H, formations d'épandages pré-quaternaires). Un bombement anticlinal (Pellerin, 1967) en relation avec le jeu du champ de failles de direction  $N70^\circ E$ , dégagé par l'érosion, doit être admis. Cette dépression est tout à fait semblable à celle de Port-en-Bessin visible sur la feuille voisine Grandcamp-Maisy : mêmes formations, mêmes orientations du jeu de failles.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DU SOL

La distribution et la nature des ensembles végétaux sont en partie conditionnées par la nature du sol et de sa roche mère. Cependant, l'« anthropisation » du paysage naturel est grande dans cette région de culture. Un bilan de l'occupation du sol peut être dressé à l'aide de la couverture « Corine Land Cover » (Institut français de l'Environnement) qui donne les types d'occupations biophysiques des terres avec une échelle de validité du 1/10 000 (tabl. 2). L'analyse statistique des surfaces occupées fait apparaître une majorité de surfaces à vocations agricoles (près de 95 %), contre 11 % pour les surfaces liées aux aménagements humains. Les rares forêts et milieux semi-naturels ne représentent que 1,4 %. Prairies et systèmes culturaux et parcellaires complexes dominent dans le Bessin, à l'Ouest, alors que les terres arables prévalent à l'Est, dans la Campagne de Caen. Cette répartition est le reflet de la nature du substrat qui oppose les zones à dominantes argileuses ou gréseuses de l'Ouest (socle, Trias, Marnes de Porten-Bessin, argiles résiduelles à silex), aux zones de plateaux calcaires bathoniens de l'Est.

Nomenclature " Corine Land Cover "	Occurrences	Superficie (m <sup>2</sup> )	%
<b>TERRITOIRES " ARTIFICIALISÉS "</b>			
Tissu urbain continu	4	1417,3652	0,23
Tissu industriel discontinu	83	52867,9423	8,71
Zones industrielles et commerciales	11	6601,10128	1,09
Réseaux routier et ferroviaire et espaces associés	1	274,915293	0,05
Aéroports	2	2547,90567	0,42
Extraction de matériaux	4	1746,36897	0,29
Chantiers	1	322,240168	0,05
Equipements sportifs et de loisirs	6	1780,50101	0,29
<b>Total</b>			<b>11,13</b>
<b>TERRES AGRICOLES</b>			
Terres arables hors périmètres d'irrigation	51	280424,636	46,19
Prairies	74	129697,54	21,36
Systèmes culturaux et parcellaires complexes	156	85148,6299	14,02
Territoires agricoles avec végétation naturelle importante	19	8420,44903	1,39
<b>Total</b>			<b>94,09</b>
<b>FORETS ET MILIEU SEMI-NATUREL</b>			
Forêts de feuillus	20	6018,91699	0,99
Forêts de conifères	2	637,459363	0,10
Forêts mélangées	2	315,008156	0,05
Landes et broussailles	4	1168,02687	0,19
Forêts et végétation arbustive en mutation	2	763,993934	0,13
			<b>1,43</b>
<b>SURFACES EN EAU</b>			
Plages, dunes, sable	2	653,892504	0,11
Marais intérieurs	4	3784,32946	0,62
Zones intertidales	3	22546,8705	3,71
<b>Total</b>			<b>4,44</b>

**Tableau 2 -Types d'occupation biophysique des terres sur la coupure 1/50 000 Bayeux - Courseulles-sur-Mer** (source : « Corine Land Cover », Institut français de l'Environnement)

## ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

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 est question dans ce chapitre d'apporter quelques compléments utiles, essentiellement qualitatifs, pour réaliser cet exercice non trivial.

La qualité géotechnique des formations du substrat est dépendante à la fois de leur composition initiale physico-chimique et de leur état d'altération.

Parmi les formations du substrat, il conviendra de porter une attention toute particulière aux formations de nature argileuse plastique qui sont :

- les schistes briovériens (cf. b2, Briovérien supérieur) : ces schistes sont fréquemment altérés en profondeur, sur plusieurs mètres, sous les formations de couverture ;
- les niveaux d'argilites du Trias (cf. t6, Keuper supérieur) : ces niveaux sont très discontinus et irréguliers en épaisseur ;
- les niveaux d'argiles liasiques (cf. I4, Toarcien) : il s'agit du niveau des Marnes à *Haugia* et des Argiles à poissons, épais de 1 à 3 m ;
- les Marnes de Port-en-Bessin (cf. j3PB) : épaisses de 5 m dans la région de Caen, elles atteignent 35 m dans la région de Bayeux. Le sommet de la séquence est toujours plus argileux dans le Bessin et plus sujet à des instabilités.

L'altération des différents calcaires produit, d'une part, un résidu argileux (cf. RS, Argiles résiduelles à silex) 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 affectées 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. C'est le cas, en particulier, pour les karsts des plateaux au-dessus de Caen (zone de La Folie - Couvrechef). La profondeur des poches trouvées dans ce secteur a été localement de 15 m. Ce phénomène pose des problèmes de tassements différentiels (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.

Les lœss ou limons se comportent comme des sables fins et ont tendance à se transformer en boue au contact de l'eau.

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 ; ils 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 (Fx, Fy, Fz) et les lœss.

La plupart des vallées sont remblayées par des vases et des tourbes ou des alluvions limoneuses ou limono-sableuses de mauvaise qualité géotechnique. Dans le cas de la zone de confluence des vallées de l'Orne et de l'Odon, des vases fluvio-marines plastiques et très compressibles, thixotropiques, sont à prévoir sur plusieurs mètres.

### *RISQUES NATURELS*

Il n'est pas inutile de rappeler que les risques naturels font l'objet d'un programme d'information préventive au niveau départemental (loi du 22 juillet 1987). C'est dans ce cadre juridique qu'un Dossier Départemental des Risques Majeurs (DDRM) a été réalisé par la Cellule d'Analyse des Risques Majeurs et de l'Information Préventive (CARIP) mise en place par arrêté préfectoral en date du 6 février 1995.

### **Mouvements de terrains**

La falaise littorale entre Tracy-sur-Mer et Longues jusqu'au Planet est sujette à des effondrements de grande ampleur. Le dernier effondrement d'importance date de 1981 et se situe à hauteur du Planet (effondrement du Bouffray). Ces glissements de pans de falaise sont connus de longue date. Le Chaos de Longues en est l'exemple le plus impressionnant. Ces phénomènes résultent de la fracturation et de la karstification du Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont, de sa profonde altération (cf. argiles à silex), de la position du calcaire perché en corniche en sommet de falaise, au-dessus des marnes imperméables de Port-en-Bessin, et de l'affouillement du pied de la falaise par la mer. Le contact calcaire - marne est jalonné par des séries de sources, parfois associées à des dépôts de tufs calcaires. Cette semelle

argileuse imperméable joue le rôle de niveau de décollement. Des panneaux de plusieurs dizaines de mètres de long, près de 10 m de hauteur et quelques mètres d'épaisseur, se sont détachés de la paroi en utilisant le substrat marneux plastique et étanche comme surface de glissement pour venir s'immobiliser en contrebas. L'effondrement peut être de type rotatoire, la stratification subissant un basculement vers l'amont, ou bien correspondre à une simple translation vers le bas. Dans certaines zones, ces compartiments effondrés protègent temporairement le pied de la falaise en l'isolant des attaques de la mer et en formant une sorte de contrefort. Mais à l'échelle de temps géologique, un tel chaos rocheux déstructuré sera vite déblayé et le recul de la falaise perdurera. Le recul est inexorable et l'interdiction de construire doit être de règle.

L'exemple historique des « Demoiselles-de-Fontenailles », décrit par H. Elhaï (1963), entre le chaos de Longues et le Cap Manvieux, mérite d'être mentionné. Trois blocs de calcaires, écroulés en 1750-1760, formaient les Roches de Fontenailles, collées, semble-t-il, contre la falaise à l'origine. En 1838, un tableau n'en montre plus qu'une (la Grande-Demoiselle-de-Fontenailles, haute de 25 m) et celle-ci est isolée à 60 m du pied de la falaise. Elle était encore visible sur des photographies de 1901 (des bateaux venaient s'y amarrer), puis disparut peu après. Si l'on en croit les auteurs de l'époque, cela implique un recul de la falaise de 0,5 m par an. Aujourd'hui, trois nouvelles « demoiselles » se sont décrochées de la falaise et sont en cours de descente vers la mer dans le chaos de Longues.

Il est possible que l'argile des poches karstiques du Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont, en se rétractant pendant les périodes de sécheresse et en gonflant lors des périodes de pluies, joue un rôle dans le déclenchement de ces phénomènes. Dans cette hypothèse, le retour de périodes pluvieuses après une sécheresse prolongée doit être redouté.

## Séismes

Le Bessin et la plaine de Caen constituent de nos jours une région sismiquement stable (Lambert et *al*, 1996). Les quelques secousses telluriques recensées durant les deux derniers siècles (tabl. 3) sont principalement localisées autour des îles anglo-normandes et au large de Cherbourg. Les hypocentres de ces séismes ont été localisés à 25 km de profondeur en moyenne. Un séisme, de 3,6 d'intensité 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. Caen et les communes avoisinantes sont classées en « zone la » (décret du 14 mai 1991 relatif à la prévention des risques sismiques).

Date	Lieu	Intensité de l'épicentre en MSK
1241	<b>Environs de Caen</b>	V
1291	Environs de Falaise	V
1640	Environs de Coutances	V
1757	Environs du Havre	VI
1757	Environs du Havre	V-VI
1773	Iles anglo-normandes	V-VI
1773	Iles anglo-normandes	V
1775	<b>Plaine de Caen</b>	VII
1847	Fécamp	VI
1848	Embouchure de la Seine	VI
1853	Iles anglo-normandes et golfe normano-breton	VI-VII
1877	Golfe normano-breton	V
1885	<b>Plaine de Caen</b>	V-VI
1896	Environs de Champeaux (Orne)	VI
1923	Iles anglo-normandes et golfe normano-breton	V
1926	Jersey	VI-VII
1927	Jersey	V
1927	Environs de L'Aigle	VI
1928	Jersey	V
1930	Jersey	V
1949	Percy (Cotentin)	V
1962	Fiers de l'Orne	<b>V</b>

**Tableau 3 - Principales secousses telluriques recensées dans la région depuis 1000 ans** (Lambert et Levret-Albaret, 1996)

### Cavités souterraines

Les risques d'effondrement de cavités souterraines sont liés, d'une part, aux phénomènes karstiques naturels, d'autre part, aux anciennes exploitations souterraines des différentes pierres de taille de la région.

Les phénomènes karstiques naturels sont limités. En effet, la plupart des karsts anciens sont obturés par les produits argileux résiduels, et/ou comblés par des formations de couvertures soutirées. C'est le cas en particulier pour les karsts des plateaux au-dessus de Caen (zone de La Folie - Couvrechef). Mais des karsts plus récents pourraient exister. Dans bien des cas, cette karstification engendre plus des problèmes de tassements différentiels (fondations hétérogènes de portances inégales, cf. § « Éléments de géotechnique ») que des problèmes d'effondrements. Récemment, au Nord de Bayeux, des tassements ont été enregistrés dans une série de lotissements construits sur les Calcaires à spongiaires altérés et recouverts d'argile à silex.

Les principaux niveaux de pierre de taille exploités sont situés dans le Bathonien, avec, en premier lieu, la Pierre de Caen, puis la Pierre de Creully, et, dans une moindre mesure, les Pierres de Blainville et Ranville.

Les principales zones d'exploitation sont situées dans l'agglomération caennaise (Pierre de Caen et Pierre de Creully), dans la vallée de la Mue, entre Cairon et Reviers, et autour de Creully et Pierrepont.

Le principal problème est posé par la Pierre de Caen qui a été exploitée, autour et dans l'agglomération caennaise, dès le Moyen Age et jusqu'au début du XX<sup>e</sup> siècle, d'abord à ciel ouvert, puis en souterrain, par galeries ou puits. Les vides souterrains constitués au long des siècles, puis abandonnés, demeurent souvent dans l'oubli. Ils s'étendent sous plusieurs quartiers sur une superficie estimée à 300 hectares. On distingue :

- la zone ouest de Caen - Carpiquet - Bretteville-sur-Odon, d'exploitation récente ;
- la zone est de Caen - Hérouville (sur la coupure Caen à 1/50 000), ancienne, et de connaissance très incomplète ;
- la zone sud de Fleury-sur-Orne, exploitée jusqu'à la dernière guerre, où les cavités sont actuellement utilisées comme champignonnières.

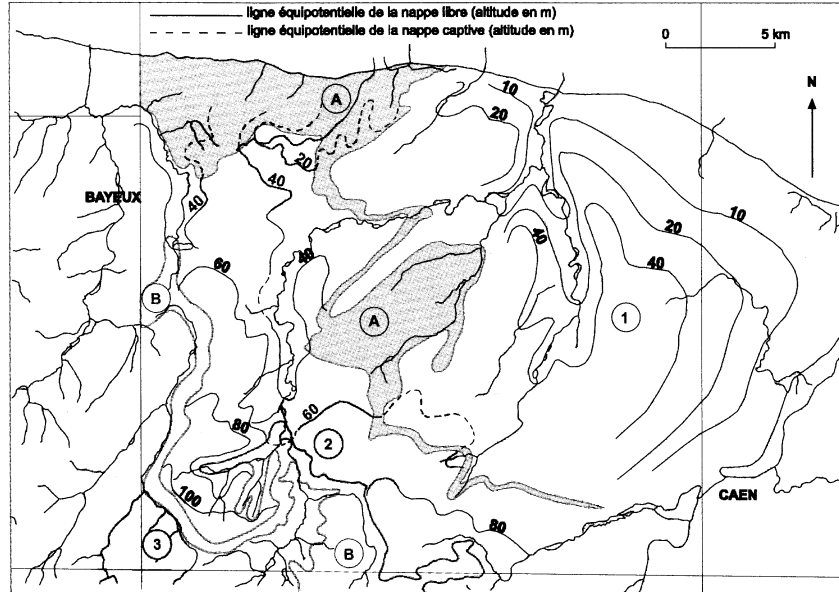
Les travaux de détection, de recensement et enfin de confortement ont coûté cher à la communauté urbaine. Un service spécialisé des Services Techniques de la Ville est dédié aux carrières souterraines. Le zonage réalisé est incorporé au POS.

## **Inondations**

Les principaux risques d'inondations sont liés à l'Orne et se localisent dans la basse ville de Caen, là où l'agglomération a été construite sur l'ancienne plaine alluviale. Depuis le début du siècle, l'agglomération a connu dix inondations importantes, les dernières ayant eu lieu en 1990 et 1993. La plus importante a été celle de décembre 1925 et janvier 1926, noyant les parties basses du centre ville. Des travaux entrepris par le Syndicat de défense contre les crues, avec remblaiement, curage, mise en place de vannes et endiguement, ont permis de limiter l'ampleur du phénomène. Un atlas des zones inondables, réalisé par la DIREN, a été réalisé en 1996.

## *RESSOURCES EN EAU*

Le climat de la région est de type océanique humide et tempéré. La hauteur de pluie moyenne inter-annuelle croît progressivement du Nord au Sud et d'Est en Ouest entre des cumuls annuels moyens de 690 mm (Caen) à 970 mm (Caumont-l'Éventé, au Sud-Ouest de la limite de la feuille). Il existe aussi une variation spatiale dans la répartition de ces précipitations : dans la partie orientale de la carte, les précipitations les plus importantes sont



Aquifères : 1 Bathonien ; 2 Bejocien ; 3 Trias

Formations non aquifères : A Bathonien inférieur (Marnes de Port) ; B Lias

**Fig. 23 - Extrait simplifié de la carte hydrogéologique du Calvados (échelle d'origine 1/100 000)**



réparties entre les mois de septembre et janvier ; dans la partie occidentale, ce sont les mois de novembre à mars qui sont les plus pluvieux. La température moyenne annuelle (Caen - Carpiquet) est de 10,5°C, avec une amplitude de 12,4°C (mois le plus froid : février 4,9°C ; mois le plus chaud : août 17,3°C). Sur la période 1976-1996, l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle est de l'ordre de 750 mm, et la recharge moyenne annuelle est de l'ordre de 190 mm (pour une RFU de 100 mm).

La feuille contient plusieurs bassins versants de cours d'eau superficielle :

- ceux de l'Aure, de l'Odon et de l'Orne mais dont la superficie concernée ne constitue qu'une très faible part ;
- ceux de la Seulles et de la Mue dont la superficie concerne en grande partie la coupure géologique.

Ces deux derniers cours d'eau sont contrôlés par plusieurs stations de jaugeage situées sur la feuille à 1/50 000 :

- la Seulles, dont le débit est mesuré à Juvigny-sur-Seulles et à Tierceville ;
- la Mue, jaugée à Cairon et à Reviers.

Le débit annuel moyen de la Seulles varie de 1,4 m<sup>3</sup>/s en amont à 2,5 m<sup>3</sup>/s en aval, ce qui correspond à une lame d'eau annuelle comprise entre 338 et 307 mm. Le QMNA5 (débit mensuel le plus bas de fréquence quinquennale) varie d'amont en aval de 0,17 à 0,33 m<sup>3</sup>/s (soit 3,3 mm).

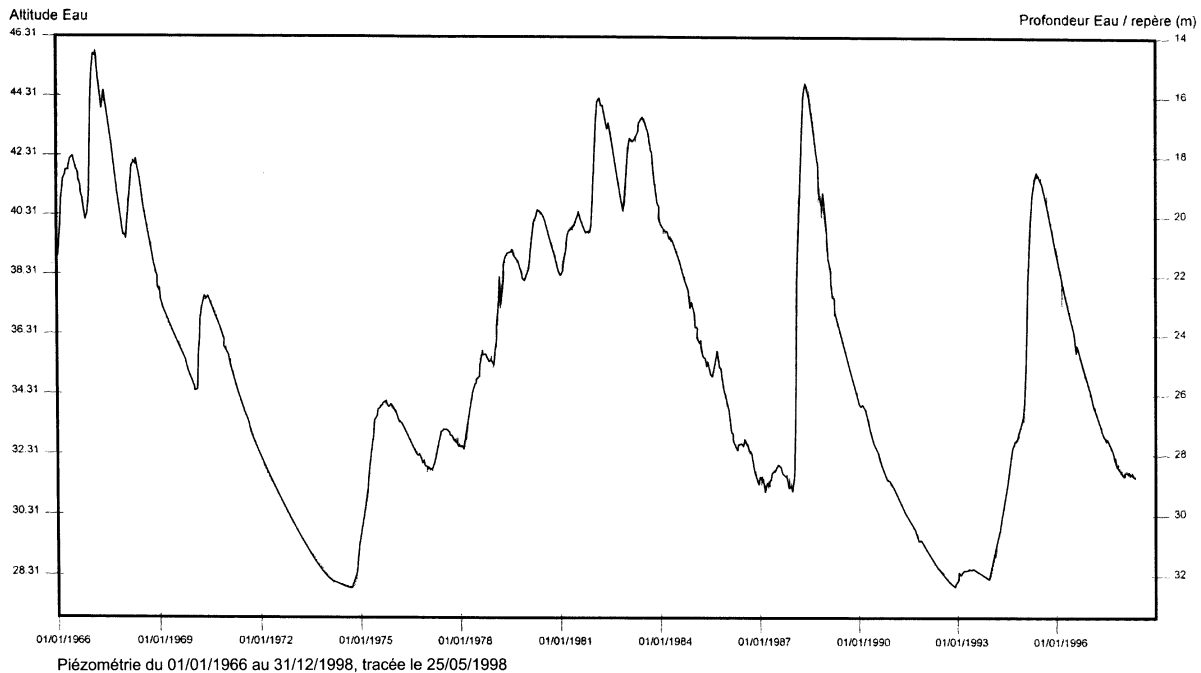
Le débit annuel moyen de la Mue varie de 0,15 m<sup>3</sup>/s en amont à 0,33 m<sup>3</sup>/s en aval (soit une lame d'eau annuelle de 97 à 109 mm). Le QMNA5 varie de 0,019 à 0,051 m<sup>3</sup>/s (soit 1 à 1,4 mm).

Ces cours d'eau constituent des axes de drainage des principaux aquifères comme le montre l'extrait simplifié de la carte hydrogéologique du Calvados (Pascaud et *al*, 1991 ; fig. 23) où l'on distingue deux aquifères principaux :

- l'aquifère libre du Bathonien, qui couvre les deux tiers de la superficie de la feuille ;
- l'aquifère du Bajocien, libre dans sa partie occidentale et captif sous le Bathonien dans la partie orientale de la feuille.

Ces deux aquifères sont séparés par la formation argileuse du Bathonien inférieur (lorsqu'elle est présente sous cette forme) : les Marnes de Port-en-Bessin.

Par ailleurs, on rencontre un aquifère de moindre importance qui correspond aux chenaux productifs du Trias, dans la partie sud-ouest de la carte, en rive occidentale de la rivière Aure.



**Fig. 24 - Historique de l'enregistrement piézométrique de la nappe bathonienne à Saint-Contest**

## Aquifère du Bathonien

Il s'agit d'un aquifère libre dont le mur est constitué par le faciès argileux du Bathonien inférieur : les Marnes de Port-en-Bessin. C'est un aquifère carbonaté de type discontinu. On y distingue plusieurs niveaux calcaires (Calcaire de Caen, Calcaire de Creully, Calcaire de Blainville, Calcaire de Ranville, Calcaire de Langrune) séparés par des niveaux de caillasses, ce qui entraîne une anisotropie des caractéristiques hydrodynamiques ainsi qu'une stratification hydrochimique qui peut faire varier les concentrations de manière significative (par exemple, dans certains forages de la vallée de la Mue, il peut exister des variations de l'ordre de 1,5 entre les concentrations en nitrates sur des prélèvements réalisés en surface ou au fond de l'ouvrage).

Les valeurs de transmissivité de cet aquifère varie de  $10^{-1}$  à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s alors que celles du coefficient d'emmagasinement fluctuent entre  $10^{-1}$  et  $10^{-3}$ . Les débits d'exploitation des ouvrages destinés à l'alimentation en eau potable (AEP) sont compris entre 50 et 350 m<sup>3</sup>/h. Ces différences de productivités sont en relation avec les zones très fracturées mises en évidence par photo interprétation, comme c'est le cas dans les basses vallées de la Mue et de la Seulles.

Le tableau 4 résume les principales caractéristiques de quelques ouvrages AEP (Alimentation en Eau Potable) :

Indice de classement BSS	Profondeur forage (m)	Débit d'exploitation (m <sup>3</sup> /h)	Transmissivité (m <sup>2</sup> /s)	Emmagasinement	Données dynamiques après 48 h de pompage
0119-3X-0170	40,3	96	$2 \cdot 10^{-2}$	-	s = 2,04 m pour Q = 96 m <sup>3</sup> /h
0119-3X-0172	37	350	$10^{-1}$	$10^{-2}$	s = 1,74 m pour Q = 351 m <sup>3</sup> /h
0119-4X-0140	44	190 (ou 324)	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	s = 3,98 m pour Q = 324 m <sup>3</sup> /h
0119-4X-0142	32	144	$7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	s = 2,07 m pour Q = 144 m <sup>3</sup> /h
0119-4X-0145	41	171	$4 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	s = 0,9 m pour Q = 166 m <sup>3</sup> /h

**Tableau 4 - Principales caractéristiques de quelques ouvrages AEP sur la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer**

Le niveau piézométrique général de la nappe du Bathonien varie de 50 m d'altitude, au Sud, jusqu'au niveau de la mer, au Nord, avec un gradient moyen de 1 % (en dehors de vallées) dirigé vers le Nord-Est. La figure 23 donne une image « moyenne » de cette surface piézométrique et met en évidence l'effet de drainage induit par les cours d'eau de la Seulles et de la Mue. Ce niveau piézométrique fluctue en fonction des variations annuelles et interannuelles de la recharge. L'amplitude de ces fluctuations peut atteindre la vingtaine de mètres (18,78 m) comme le montre la figure 24

de l'historique de l'enregistrement piézométrique réalisé sur l'ouvrage 0119-8X-0002 situé à Saint-Contest. On peut aussi observer sur cet enregistrement les cycles annuels et pluriannuels de réalimentation de la nappe avec plusieurs périodes de tarissement (absence de recharge hivernale) comme sur les périodes 1970-1975, 1989-1993.

Sur le plan qualitatif, cet aquifère présente des indices de pollution de type agricole (azote et herbicides) avec, cependant, la mise en évidence de stratification horizontale. Il convient de noter que les teneurs en nitrates sont en constante augmentation avec dans certains secteurs des dépassements de concentrations maximales admissibles en cet élément ; mais les pics de concentrations sont souvent en relation avec les précipitations consécutives à de longues périodes de sécheresse (effet de chasse).

### Aquifère du Bajocien

Il s'agit d'un aquifère carbonaté de type discontinu, à caractère libre dans sa partie occidentale et qui devient captif dans la partie orientale sous le recouvrement du Bathonien. Le mur de cet aquifère est constitué par la formation des Argiles à poissons du Toarcien. Dans sa partie libre, l'aquifère du Bajocien présente statistiquement une productivité inférieure à celle de l'aquifère du Bathonien. On ne rencontre pas d'ouvrage dont les débits spécifiques dépassent les 50 m<sup>3</sup>/h/m.

Dans sa partie captive, cet aquifère est extrêmement hétérogène comme le montre l'étude réalisée pour la « gestion des ressources en eau de l'aquifère captif du bajocien » (BRGM, 1989, 1994) dont les principales données sont synthétisées dans le tableau 5 :

Indice de classement BSS	Profondeur de l'ouvrage (m)	Profondeur du toit du Bajocien/sol (m)	Niveau piézo./sol (m) (date)	Transmissivité (m <sup>2</sup> /s)	Emmagasinement	Données dynamiques après 48 heures de pompage
0119-3X-0189	70	40,5	1,3 (02/90)	10 <sup>-3</sup>	2,5 10 <sup>-4</sup>	S = 10,2 m <sup>3</sup> Q = 52 m <sup>3</sup> /h
0119-3X-0196	73	40,5	7,1 (01/92)	-	-	Débit insuffisant pour tester l'aquifère
0119-3X-0197	73	42,5	3,3 (01/92)	-	-	Débit insuffisant pour tester l'aquifère
0119-3X-0198	73	38,3	1,1 (01/92)	-	-	Débit insuffisant pour tester l'aquifère
0119-4X-0166	79	50,5	5,2 (02/94)	9 10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-4</sup>	S = 33 m <sup>3</sup> pour Q = 20 m <sup>3</sup> /h
0119-7X-0129	73	41,5	10 (02/90)	10 <sup>-4</sup>	5 10 <sup>-4</sup>	S = 10,9 m <sup>3</sup> pour Q = 12,5 m <sup>3</sup> /h

**Tableau 5 - Principales données sur l'aquifère du Bajocien**

Cependant, dans cette formation, certains ouvrages sont déclarés avec des débits spécifiques dépassant les 100 m<sup>3</sup>/h/m. Dans sa partie libre, le niveau piézométrique varie entre les cotes altimétriques 100 m et 20 m à proximité de la zone de captivité. La Seules joue un rôle de drain (fig. 23).

Les amplitudes de fluctuation interannuelles peuvent dépasser la quinzaine de mètres (16,6 m), comme le montre la figure 25, représentant l'historique de l'enregistrement piézométrique réalisé sur l'ouvrage 0119-2X-0043 situé à Martragny. Les cycles annuels de recharge - décharge sont plus prononcés que dans l'aquifère du Bathonien.

Sur le plan qualitatif, dans la partie libre de l'aquifère, on rencontre les mêmes indices de pollution de type agricole (azote et herbicides) que dans celui du Bathonien ; cependant, on ne trouve pas, dans la littérature, d'indications de stratification hydrochimique. Dans la partie captive, on observe différentes « anomalies » hydrochimiques :

- dans la partie productive, on constate un phénomène de dénitrification bien que, dans certains secteurs, des circulations directes du Bathonien vers le Bajocien (probablement liées à la fracturation) limitent ce phénomène (0119-4X-0166) ;
- on constate la présence systématique de fluor dont la concentration peut dépasser les concentrations maximales admissibles pour de l'eau destinée à l'alimentation humaine. On note aussi des concentrations en fer non négligeables.

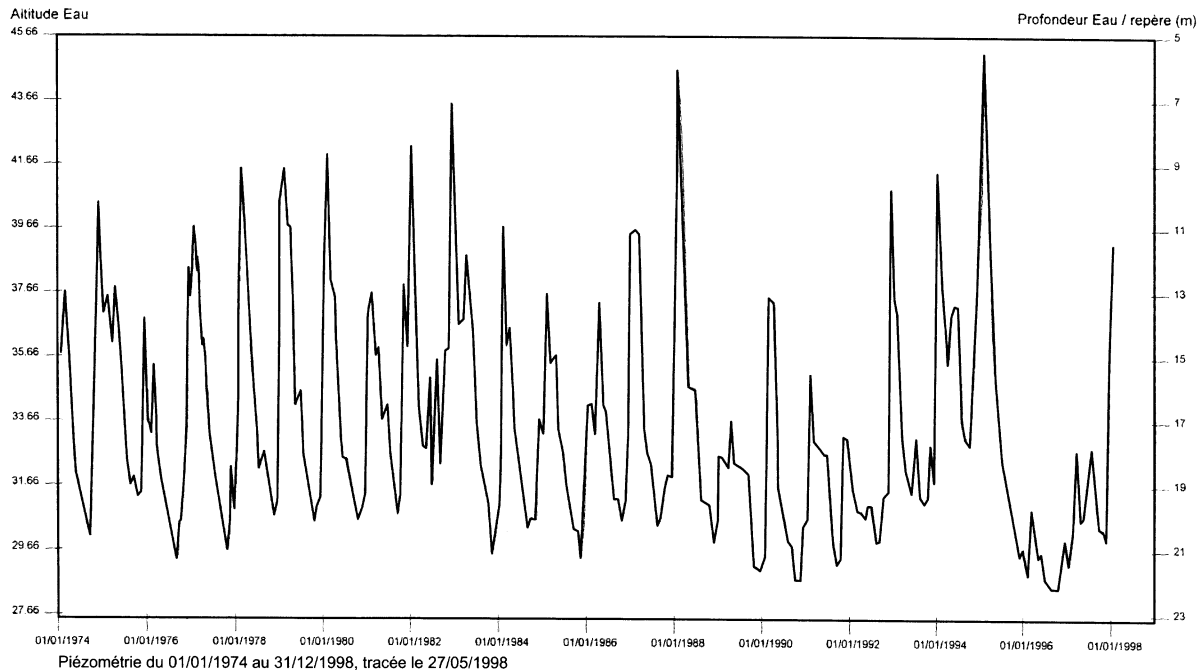
### Aquitère du Trias

C'est dans le faciès sableux à graveleux de cette formation que se développent des niveaux aquifères d'extension limitée mais dont les débits exploitables sont compris entre 20 et 80 m<sup>3</sup>/h. Les transmissivités rencontrées dans les niveaux aquifères sont relativement homogènes et comprises entre 1 et 8 10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s, le coefficient d'emménagement étant de l'ordre de 10<sup>-5</sup> (tabl. 6).

Indice de classement BSS	Épaisseur mouillée (m)	Q maximum exploitable (m <sup>3</sup> /h)	Transmissivité (m <sup>2</sup> /s)	Emmagasinement
0119-5X-0198	7	25	7 10 <sup>-4</sup>	-
0119-5X-0210	10,5	50	1,5 10 <sup>-3</sup>	2 10 <sup>-5</sup>
0119-5X-0214	11	30	1,6 10 <sup>-3</sup>	1 10 <sup>-5</sup>
0119-5X-0217	7,2	50	1,6 10 <sup>-3</sup>	-

**Tableau 6 - Principales caractéristiques des ouvrages situés dans l'aquifère du Trias**

Les données d'analyses chimiques réalisées, soit pour l'AEP, soit sur des puits privés, mettent en évidence une pollution de type azotée variable selon les secteurs, mais présentant une augmentation depuis le début des années 1980. Les seules mesures réalisées sur cet aquifère (0119-5x-0198) montrent la présence d'atrazine. On trouve aussi, sur certains ouvrages, des concentrations significatives en fer.



**Fig. 25 - Historique de l'enregistrement piézométrique de la nappe bajocienne à Martragny**

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Pierres calcaires, pierres de taille**

La région couverte par la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer a été riche d'une intense industrie extractive de substances minérales. Une production très importante de pierres de taille a été obtenue à partir des différents niveaux de calcaire du Bathonien : Pierre de Caen, Calcaire de Creully, Calcaire de Blainville. De manière générale, les pierres calcaires à débit en plaquettes (calcaire de Creully très gélif, Ranville, Langrune, etc.) ont été utilisées pour l'appareillage ordinaire et le moellonnage dans les constructions traditionnelles ou monumentales. En secteur côtier, les plaquettes des calcaires à stratifications obliques du Bathonien supérieur constituaient le matériau idéal pour les murs coupe-vent. Quant à la Pierre de Caen, c'est une roche calcaire homogène, à grain très fin, à la fois facile à travailler et résistante aux intempéries (peu gélive). La roche, tendre au sortir de l'exploitation, se durcit progressivement en ressuyant son eau interstitielle et en précipitant à la périphérie une croûte perméable et protectrice. Elle a d'abord été exploitée en carrières à ciel ouvert, puis souterraines. Elle était utilisée aussi bien comme pierre d'angle ou linteaux que pour la sculpture. L'épaisseur exploitable était de 6 à 8 m, entre la zone aquifère, à la base, et le banc à accidents siliceux, au sommet. Chaque banc avait des qualités spécifiques (fig. 17) :

- Banc du toit ;
- Banc galeux à grosses chevilles ;
- Banc pinneux à chevilles ;
- Banc de Chambranle et banc 2 pieds 1/4 à grain fin ;
- Banc rouge à bois fossiles ;
- Banc royal ou grand banc ou banc à sauriens ;
- Banc sans nom à plards (grandes ammonites) ;
- Bancs des airs à conduits karstiques favorisant l'aération.

Onze millions de mètres cubes de Pierre de Caen auraient été extraits, dont plus de la moitié des seules carrières situées sous la ville même (Riout, *in* Dugué *et al.*, 1998). D'autres carrières souterraines ou à ciel ouvert sont connues à Allemagne (Fleury-sur-Orne), Carpiquet, Saint-Germain-La-Blanche-Herbe. Les premiers témoignages d'utilisation de la Pierre de Caen remontent à l'époque gallo-romaine. Mais son exploitation intensive a débuté au règne de Guillaume-le-Conquérant (1027 ? - 1087) et s'est poursuivie jusqu'au XVII<sup>e</sup> siècle. Aux carrières médiévales exploitées à ciel ouvert, puis épuisées, succède l'exploitation en souterrain jusqu'au XIX<sup>e</sup> siècle ; puis l'arrivée des matériaux modernes entraînera le déclin de cette activité. Quelques gîtes souterrains seront encore mis à contribution pour reconstruire la ville après la deuxième guerre mondiale. Les derniers

prélèvements dans les carrières de la Maladrerie ont servi aux parements des façades du Mémorial pour la Paix.

L'activité d'extraction perdue à Amblie, près de Creully ( $x = 392,20$  ;  $y = 1\ 179,84$ ), où les grandes carrières à ciel ouvert d'Orival exploitent la formation du Calcaire de Creully. La production a été de plus de 16 000 tonnes en 1993.

Une autre carrière de calcaire est ouverte dans le même niveau à Douvres-La-Délivrande ( $x = 401,54$  ;  $y = 1\ 179,17$ ). Elle produit du matériau utilisé pour la viabilité (6 400 tonnes en 1993).

D'autres carrières ont été autrefois ouvertes dans le Calcaire de Blainville, généralement à ciel ouvert (Longues, Reviere, Villons-les-Buissons, etc.) et, exceptionnellement, en carrière souterraine (Bény-sur-Mer). Les calcaires du Bathonien supérieur (Calcaires de Ranville et de Langrune), le plus souvent moins massifs, ont été moins recherchés en pierre d'appareil (anciennes carrières de Douvres-la-Délivrande et de Rots).

De très nombreuses anciennes carrières de calcaire dans les carbonates liasiques ont été exploitées, notamment dans les vallées de la Mue et de la Seulles à des fins d'amendements agricoles. Ainsi, le Pliensbachien (Banc de Roc et Calcaires à bélemnites) a été extrait à Vieux-Pont, Fontenay-le-Pesnel, Vendes, Tilly-sur-Seulles et Hottot-les-Bagues.

### **Autres matériaux**

Les sables et graviers du Trias ont pu être utilisés traditionnellement pour l'élaboration des mortiers. Les sables ont pu faire l'objet d'extraction massive au débouché des fleuves côtiers. De la même manière, les sables et graviers des anciennes terrasses fluviales ont été exploités. Les sables pliocènes de Saint-Vigor sont encore exploités dans la carrière des Sablons à Esquay-sur-Seulles ( $x = 382,87$  ;  $y = 1\ 179,36$ ) où la production atteignait 781 000 tonnes de granulats en 1993. À Vaux-sur-Seulles ( $x = 384,05$  ;  $y = 1\ 178,60$ ) existe une petite exploitation (50 000 tonnes de granulats produites en 1993) dans le même contexte géologique, prolongement de la carrière des Sablons vers le Sud.

Par défaut d'autres substances argileuses, les loëss ont été utilisés pour les terres à briques et la poterie.

On peut noter que les grès cambriens sont exploités pour granulats, à Mouen en limite de la coupure (feuille Villers-Bocage).



## Combustibles

La tourbe a été jadis exploitée dans les zones littorales, notamment à Bernières-sur-Mer et au Hamel (Saint-Côme-de-Fresne).

### *GÎTES ET INDICES MNÉRAUX*

Aucun gîte ni indice minéral n'est connu sur l'étendue de la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer.

### *DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE*

#### *SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

Deux itinéraires du guide géologique régional Normandie - Maine de F. Doré et *al.* (1987) touchent la feuille Bayeux - Courseulles-sur-Mer :

- *itinéraire 1b*, du Mont-Pinçon à Caen : cet itinéraire permet d'embrasser une bonne partie de la géologie du Calvados, en élargissant le contexte à la feuille Villers-Bocage, avec notamment, le flysch briovérien supérieur de la Laize, les synclinaux paléozoïques de la zone bocaine (Mont-Pinçon) et de May-sur-Orne, la couverture discordante mésozoïque de la région de Caen et les faciès d'écueils développés sur le synclinal de May.
- *itinéraire 2b*, la côte du Calvados : cette excursion permet, avant tout, de passer en revue les principaux affleurements de référence du Jurassique normand, avec, en particulier, ceux du stratotype du Bajocien, dans la localité type de la falaise des Hachettes (feuille Grandcamp-Maisy), puis le Bathonien avec les affleurements en falaises de Port-en-Bessin, Arromanches, Courseulles, Saint-Aubin-sur-Mer et Luc-sur-Mer.

L'amateur pourra utilement combiner des itinéraires d'intérêts géologiques et touristiques dans la basse vallée de la Mue et de la Thue où affleure le calcaire de Creully (vallées des moulins) dans différentes carrières et exploitations souterraines, ou sur le littoral aux alentours d'Arromanches - Longues-sur-Mer ou Saint-Aubin - Langrune, en prenant en compte les horaires de marée.

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces 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 collections paléontologiques de référence de l'Université de Caen ont malheureusement été détruites lors du bombardement de la ville le 7 juillet 1944.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDREIEFF P. (1997) - Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000 (3<sup>e</sup> édit), Document du BRGM n° 260.
- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P., SOMME J., AUGUSTE P. (1998) - Les formations quaternaires de la France du Nord-Est : limites et corrélations. *Quaternaire*, 9, (3), p. 227-241, carte hors texte.
- BAIZE S. (1998) - Tectonique et eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin. Thèse doc. univ. Caen, 333 p.
- BAIZE S., LAGARDE J.-L., LAVILLE E., DUGUE O. (1998) - Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin, Normandie) : enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. À paraître dans *Bull. Soc. géol. Fr.*
- BASSOMPIERRE P. (1942) - La tourbe dans le Calvados et principalement au Nord de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, t. 2, 9.
- BASSOMPIERRE P., GRAINDOR M.-J., MARTIN P. (1968) - Observations tectoniques dans la région d'Arromanches. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 9, p. 15-20.
- BIGOT A. (1885) - Études géologiques des tranchées de la ligne de Caen à Saint-Lô, par Vire. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 3, 9, p. 252-260.
- BIGOT A. (1926) - Le Bathonien de Longues (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 7, 9, p. 133-136.
- BIGOT A. (1927a) - Failles et plis dans les terrains secondaires du Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 7,10, p. 33-42.
- BIGOT A. (1927b) - Les blocs exotiques des environs de Luc-sur-Mer, d'après un travail de M. Edmond Hue. *Bull. Soc. linn. Normandie*, t. 9, 7.
- BIGOT A. (1927c) - Sur un forage pour recherche d'eau à Saint-Aubin-sur-Mer (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, t. 9, 7.
- BIGOT A. (1936) - Forages pour recherches d'eau dans le Calvados. I. Forage de Brouay ; II. Forage de Merville ; III. Forage à Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, t. 8, 8.
- BIGOT A. (1939) - Forages pour recherches d'eau dans le Calvados - Deuxième note. IV. Forages dans la prairie de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, t. 1,9.

- BIGOT A. (1942) - La Basse-Normandie ; géologie et morphologie. Caen.
- BRASIL L. (1893) - Sur le Lias supérieur du Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie*, Caen, 4, VII, p. 42-44.
- BRASIL L. (1895a) - Sur le Lias supérieur et le Bajocien de Tilly-sur-Seulles et Feugerolles. *Bull. Labo. Géol. Fac. Sci.*, Caen, II, p. 167-169.
- BRASIL L. (1895b) - Note sur la constitution du Toarcien supérieur en Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, Caen, 4, IX, 1895 (1896), p. 147-151.
- BREBION P., BUGE E., FILY G., LAURIAT A., MARGEREL J.-P., PAREYN C. (1975) - Le Quaternaire ancien de Saint-Nicolas-de-Pierrepont et Saint-Sauveur-de-Pierrepont (Manche). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 104, p. 70-108.
- BRGM (1989, 1994) - Gestion de la ressource en eau de l'aquifère captif du Bajocien. Rapports BRGM R 30243, 1989, phase 1 ; R 37952 et R 37917, 1994, phase 2 ; R 37999, 1994, phase 3.
- BRIDGLAND D. (1994) - Terrace formation. *In*: Bridgland D., Ed., *Quaternary of the Thames*. Chapman & Hall Publ., London, p. 17-19.
- CAUMONT A. de (1828) - Essai sur la topographie géognostique du département du Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie*, Caen, IV, p. 59-366.
- CLET M., HELLUIN M., PELLERIN J., PAREYN C. (1990) - Le tuf de Revières (Calvados, France). *Bull. Centre de Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 38.
- CLET-PELLERIN M., HUAULT M.-F., LARSONNEUR C., PELLERIN J. (1977) - La basse vallée de l'Orne, le remblaiement périglaciaire et postglaciaire, l'évolution paléogéographique et l'histoire de la végétation. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 105, p. 23-44.
- CLET-PELLERIN M., DUPEUBLE P.-A., HELLUIN M., LEFEBVRE D., PELLERIN J. (1987) - Les formations marines et continentales du Pléistocène récent dans la région d'Asnelles-Saint-Côme-de-Fresné (Calvados). *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, 38, p. 199-213.
- CLET-PELLERIN M., BAIZE S., WALTER A.-V., DUGUE O., COUTARD J.-P. (1997) - Mise en évidence d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans une formation fluviatile du seuil du Cotentin (Normandie, France). *Géogr. Phys. Quaternaire*, 51, p. 363-378.
- 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.
- COUTARD J.-P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C., PELLERIN J. (1970) - Les lœss de la Campagne de Caen. *Bull. Centre Géomorphologie, CNRS*, Caen, n° 8.

- 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.
- CUVIER G. (1824) - Sur les ossements fossiles de crocodiles. G. Dufour et éd. d'Occagnes, Paris, V, 2<sup>e</sup> partie, p. 127-160.
- DANGEARD L. (1936) - Sur la définition d'un étage normannien. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 164-166.
- DANGEARD L. (1946) - Sur les accidents siliceux du Bathonien inférieur aux environs de Caen. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 104-106.
- DANGEARD L. (1951) - La Normandie. Coll. Géologie régionale de la France, Hermann & Cie édit., Paris, 241 p.
- DANGEARD L., LEMAITRE H. (1953) - Forages dans la zone industrielle de Caen, oolithes pyriteuses du Bajocien. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 7, p. 23-25.
- DANGEARD L., RIOULT J.-P. (1959) - Présence de Trias au Nord de Caen (Calvados). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, 198.
- DANGEARD L., RIOULT M. (1961) - Observations nouvelles sur les accidents siliceux situés au sommet de la « Pierre de Caen ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 3, p. 329-337.
- DEROIN J.-P., DEBEGLIA N., GIRAULT F., PASQUET J.-F., LANGEVIN C. (1997a) - Recherche de sites potentiels de roches dures dans l'Est de la région Basse-Normandie et dans la Sarthe. Rapport de phase 1 : Modélisation de la structure géologique de la bordure ouest du Bassin de Paris. Rapport BRGM, R 39485, 91 p.
- DEROIN J.-P., LE BERRE P., PASQUET J.-F., BALTHASSAT J.-M. (1997b) - Recherche de sites potentiels de roches dures dans l'Est de la région Basse-Normandie et dans la Sarthe. Rapport de phase 1 : Sondages, test en laboratoire et géophysique. Rapport BRGM, R 39778, 78 p.
- DEROIN J.-P., LEROUGE G., BARBIER G., VERNHET Y., COUTARD J.-P., OZOUF J.-C., LANGEVIN C. (1999) - Carte géologique de la France à 1/50 000 et notice, feuille Mézidon, BRGM, document provisoire.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 5, p. 801-814.
- DORE F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse de doctorat d'Etat, université de Caen, 790 p.

- DORÉ F. (1994) - Cambrian of the Armorican Massif. *In* Keppie J.-D. (Ed.). Pre-Mesozoic Geology in France and related areas. Springer-Verlag, p. 136-141.
- DORÉ F., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M., JUIGNET P. (1987) - Guide géologique régional Normandie - Maine. Masson Édité, Paris, 2<sup>e</sup> édition.
- DORÉ F., DUPRET L., LAUTRIDOU J.-P., HOMMERIL P. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Granville (172). Orléans : BRGM, 55 p.
- DORÉ F., DUPRET L., avec la collaboration de PELLERIN J., RIOULT M., LECOINTE A., VERRON G. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Condé-sur-Noireau (175). Orléans : BRGM, 74 p.
- DUGUE O. (1997) - La série jurassique (Carixien à Bajocien) de l'agglomération caennaise : la coupe du périphérique entre Bretteville-sur-Odon et Éterville (stratigraphie et sédimentologie). Rapport int. dép. Géol. Univ. Caen, 28 p., 5 fig., 2 tabl., 6 pl., 2 ann.
- DUGUE O., FILY G., RIOULT M. (1997) - Le Jurassique des Côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléoécologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. Livret-guide excursion G.F.E.J. 12-14 septembre 1997, univ. Caen, 173 p.
- DUGUE 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. Edition du Muséum du Havre, t. 85, fasc. 2, 2<sup>e</sup> trim.
- DUGUE O., CLET M., WALTER A.-V., BAIZE S., COUTARD J.-P. (à paraître) - Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans les tourbes du seuil du Cotentin (Normandie, France). *Géosciences de surface*.
- 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., CABANIS B., LE GALL J., Doré F. (1985) - Les tholéites d'arc briovériennes de Montsurvent (Manche) ; leur place dans l'évolution orogénique cadomienne du Nord de l'Armorique. *Hercynica*, Rennes, vol. 1, n° 1, p. 39-46.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *In* R. D'Lemos, R. Strachan, C. Topley edit. : "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. sp. Publ*, 51, p. 115-131.
- DUPRET L., DISSLER E., PONCET J., COUTARD J.-P., avec la collaboration de FRESLON M., CAMUZARD J.-P., HERARD B., LANGEVIN C. (1997) - Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Lô (143). BRGM : Orléans.

- ELHAÏ H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique. Thèse d'Etat, Imp. Bière, Bordeaux, 624 p.
- EDES-DESLONGCHAMPS J.-A. (1836) - Lias à Fontaine-Etoupefour. Séance publique, *Mém. Soc. linn. Norm.*, Vire.
- EDES-DESLONGCHAMPS J.-A. (1838) - Mémoire sur le *Poikilopleuron Bucklandi*, grand saurien fossile intermédiaire entre les crocodiles et les lézards, découvert dans les carrières de la Maladrerie, près de Caen, au mois de juillet 1835. *Mém. Soc. linn. Norm.*, 1834-1838, VI, p. 37-146, pl. 1-VIII.
- EDES-DESLONGCHAMPS 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.
- EDES-DESLONGCHAMPS J.-A. (1868) - Note sur trois espèces de Téléosauriens du Calcaire de Caen, se rapportant au premier type créé par Geoffroy Saint-Hilaire, sous le nom de *Teleosaurus cadomensis*. *Bull. Soc. linn. Normandie*, Caen, 2, 1, p. 326-353.
- 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 - 3039.
- FILY G. (1975) - Observations lithostratigraphiques et sédimentologiques sur le Bathonien moyen d'Englesqueville-Saint-Pierre-du-Mont (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 104, p. 107-120.
- FILY G. (1978) - Les paléocourants marins du Bathonien moyen au Bathonien supérieur dans le Nord de la Campagne de Caen (Normandie). *Sedimentary Geology*, 20, p. 49-74.
- FILY G. (1987) - Les passages carbonates - silicates au Bathonien sur la marge nord-est du Massif armoricain : contrôles morphotectoniques, rôles des courants marins et évolution diagénétique. Réunion A.S.F. 1987, p. 71-82.
- FILY G., RIOULT M. (1978) - Contrôle sédimentaire et paléogéographique des biohermes à éponges calcaires : exemple du Bathonien supérieur de Normandie (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, D, vol. 287, n° 6, p. 587-590.
- FILY G., LEBERT A., RIOULT M. (1979) - Un exemple de sédimentation de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du Bassin anglo-parisien au Bathonien. Symposium « Sédimentation jurassique Ouest européen ». Ass. Franç. Séd. Paris, publ. spéc. 1, p. 33-36.
- FILY G., RIOULT M. (1981) - Development of relief on a Middle Jurassic cemented sea floor ; underwashing of a sponge-microatoll prior to cementation and colonization in the Bathonian of Normandy. *Sedimentology*, 28, 1, p. 133-139.

- FILY G. et al. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Grandcamp-Maisy (95). Orléans : BRGM. Notice explicative par Fily G., Coutard J.-P., Rioult M., Auffret J.-P., Larsonneur C, de Le Quèrrière R (1989), 55 p.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, univ. Caen, 166 p.
- GAUTHIER H., RIOULT M., TREVISAN M. (1995) - Enregistrement exceptionnel dans l'Oolite ferrugineuse de Bayeux au Sud de Caen (Normandie, France) : complément au stratotype du Bajocien. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t.321, série II a, p. 317-323.
- GAUTHIER H., RIOULT M., TREVISAN M. (1996) - Répartition biostratigraphique des ammonites dans l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (Bajocien) à Feuguerolles-sur-Orne (Calvados). Eléments nouveaux pour une révision des *Garantianinae*. *Géol. France*, Orléans, 2, p. 27-67.
- GERVILLE G. DUHERISSIER (1814) - Lettre de M. Duhérissier de Gerville à M. Defrance sur les coquilles fossiles (27 octobre 1813). *J. Phys. Chim. Hist. Nat.*, Et arts, Paris, LXXIX, p. 16-30.
- GERVILLE G. DUHERISSIER (1817) - Seconde lettre de M. Duhérissier de Gerville à M. Defrance sur les coquilles fossiles (1 juin 1816). *Phys. Chim. Hist. Nat.*, Et arts, Paris, XXXIV, pp. 16-30.
- GRAINDOR M.-J. (1955) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. Thèse Etat, univ. Caen, 339 p.
- GRAINDOR M.-J. (1963) - Roche éruptive briovérienne à Hottot-les-Bagues (Calvados). *Bull. Soc. linn., Normandie*, 10<sup>e</sup> sér., vol. 4, p. 15-18.
- GUERROT C, PEUCAT J.-J., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 308, p. 89-92.
- GUILLAUME L. (1927) - Note préliminaire sur le Bathonien du Bessin. *C.R. Soc. géol Fr.*, p. 168-171.
- GUILLAUME L. (1935) - Observations sur les dépôts quaternaires de Saint-Côme-de-Fresné et Asnelles-Belle-Plage. *Bull. Soc. linn. Norm.*, t. 8.
- HERAULT M. (1832) - Tableau des terrains du département du Calvados. Caen, 192 p.
- KLEIN C. (1975) - Massif armoricain et Bassin parisien, contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse État, Publ. Univ. Strasbourg, 2 tomes, 882 p.
- LAMBERT J., LEVRET-ALBARET, CUSH M., DUROUCHOUX C. (1996) - Mille ans de séismes en France : catalogue d'épicentres paramètres et références. BRGM, EDF, IPSN, Association française de génie parasismique. Nantes : Ouest Ed., Presses Académiques, 80 p.
- LARSONNEUR, 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 en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse État, univ. Caen, Publ. Centre Géomorphologie CNRS, Caen, 2 volumes, 908 p.
- LAUTRIDOU J.-P. (1984) - La grande crise détritique fini-éocène dans le bocage normand. *Bull. Soc. linn. Normandie*.
- LAUTRIDOU J.-P. (1996) - La signification des formations superficielles de Normandie (France du Nord-Ouest). *Heidelberg Geographische Arbeiten*, 104.
- LECORNU L. (1886) - Sur le Silurien des vallées de l'Orne et de l'Odon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4<sup>e</sup> sér., vol. 1, p. 19-33.
- LE GALL B., LOBOZIAK S., LE HERISSE A. (1992) - Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure réactivée en contexte décro-chevauchant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 163, n° 1, p. 13-26.
- LE GALL J. (1996) - Caractères pétrographiques et géochimiques du socle granitique du sondage profond du Havre (GL 1). *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, t. 83, fasc. 3 et 4, p. 73-76.
- LE GALL J., MARY G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadom-varisque du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 15, fasc. 2, p. 169-180.
- LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986) - Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le Nord-Est du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 303, p. 1587-1592.
- LEMAITRE H. (1954) - Sur les grès du Planet, niveaux silicifiés du Bathonien du Bessin (Calvados). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 307-309.
- LEMAITRE H. (1955) - Grès et poudingues tertiaires du Cinglais (Calvados). LXXIV<sup>e</sup> congrès AFAS, Caen, p. 1-4.
- MARY G., LE GALL J. (1985) - Le Dinantien basai du flanc nord du bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, Rennes, vol. 1, n° 2, p. 155-163.
- MEGNIEN C. et al. (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. Vol. 1 : Stratigraphie et paléogéographie, Mém. BRGM, 101, 469 p. Vol. II : Atlas, Mém. BRGM 102. Vol. III : Lexiques des noms de formations, Mém. BRGM, 103, 469 p.
- MERCIER J. (1931) - Observations sur le Bathonien de la région de Courseulles (Calvados) et sur l'extension de la zone à *Terebratula circumdata* Desl.. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 8, 4, p. 559-563.
- MUNIER-CHALMAS E. (1892) - Étude préliminaire des terrains de Normandie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris (3), XX, p. CLXI - CLXX.
- OPPEL A. (1854-1856) - Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. *Jh. Ver. Vater. Naturkd. Wüttemberg*, 12-14, p. 1-857.



- ORBIGNY A. D' (1849-1852) - Cours élémentaires de paléontologie stratigraphiques. Masson, Paris, II, 847 p.
- ORBIGNY A. D' (1850-1852) - Prodrome de paléontologie, stratigraphie universelle des animaux mollusques et rayonnés. Masson (Paris). I (1850), 344 p. ; II (1852), 428 p. ; III (1852), 196 p. et tableaux.
- PASCAUD P., MAUGER D. (1991) - Carte hydrogéologique du département du Calvados, 1/100 000, BRGM.
- PASCAUD P., BOULIN S. (1996) - Transformation du forage d'essai de 1991 en forage d'exploitation au lieu-dit « le Gros Orme », commune de Cheux (Calvados). Rap. ANTEA, n° A 08765, 27 p.
- PAVIA G. (1994) - Taphonomic remarks on d'Orbigny's type Bajocian (Bayeux, West France). In Cresta S. & Pavia G. Eds. Proceeding at the 3<sup>rd</sup> Inst. Meet. Ad. Bajoc. Strato. - Miscell. Serv. Geol. Naz., 5, p. 93-111.
- PELLERIN J. (1967) - La Campagne de Caen ; plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Caen, 343 p.
- PELLERIN J. (1984) - Relation entre les deux phases majeures du Weichselien de l'Orne et les séquences de versants. *Bull. Assoc. Fr. ét. Quat.*, 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 de Géomorphologie de Caen*, CNRS, n° 7.
- PELLERIN J., DUPEUBLE P.-A. (1979) - Le bas niveau marin de Graye-sur-Mer (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 107, p. 21-26.
- PELLERIN J., BREBION P., HELLUIN M., HOLLIN J.-T., LAURIAT-RAGE A., LEFEBVRE D., MILLER G.-H. (1987) - Données nouvelles sur le gisement marin quaternaire + 14,5/+ 15,7m NGF du cimetière de Luc-sur-Mer. *Bull. Centre de Géomorphologie*, CNRS, Caen, 32, p. 99-115.
- PURSER B.-H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique de Bourgogne. Thèse Doc. Sci., univ. Orsay, 383 p.
- RENAULT M. (1883) - Note sur le Lias de la Prairie de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 3, 7, p. 130-132.
- RIOULT M. (1957) - Le Lias moyen et les écueils de May (Calvados). DES univ. Caen, 285 p.
- RIOULT M. (1961) - Sur âge du Calcaire de Caen et la stratigraphie du Bathonien en Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 2, p. 51-61.
- RIOULT M. (1962a) - Le stratotype du Bajocien. Colloque sur le Jurassique. Publ. Inst. Grand. Ducal, Luxembourg, p. 239-258.
- RIOULT M. (1962b) - Le calcaire de Caen. Dépôt de rivage du Bathonien normand. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 3, p. 119-141.

- RIOULT M. (1966) - Sur âge du « grès du Planet » (Calvados). *C.R. Acad. Sci Fr.*, 262, p. 1334-1336.
- RIOULT M. (1968a) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. 1<sup>re</sup> thèse Doct. État, univ. Caen, 585 p.
- RIOULT M. (1968b) - Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléoécologie et sédimentologie comparées. 2<sup>e</sup> thèse Doct. État, univ. Caen, 94 p.
- RIOULT M. (1971) - Observations sur le stratotype du Bajocien et sur l'étage bajocien de A. d'Orbigny. Coll. Jurassique, Luxembourg. 1967. *Mém. BRGM*, 75 p., p. 375-383.
- RIOULT M. (1980a) - In Debrand-Passard S., Enay R. et Rioult M. (Coord.). Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Bassin de Paris, *Mém. BRGM.*, Orléans, 101, p. 216-217.
- RIOULT M. (1980b) - Jurassique moyen et supérieur. In Mégnien coord. : Synthèse géologique du Bassin de Paris, vol. III, lexique de noms de formations. *Mém. BRGM.*, 103 p.
- RIOULT M. (1985) - Écueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Sédimentation et peuplements d'écueils. Com. trav. Hist. & Scientif., Poitiers, *Bull. Section des Sciences*, IX, p. 177-183.
- RIOULT M., BIZON M. (1961) - Contributions à l'étude micropaléontologique du Lias du bassin de Paris (foraminifères et ostracodes) ; cinquième partie, Basse-Normandie (régions d'Isigny et Sud de Batueux). *Mém. BRGM n° 4*, p. 451-458.
- 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<sup>e</sup> Congr. int. sédiment., Nice, vol. 5, p. 353-358.
- RIOULT M., FILY G. (1976) - Le Jurassique sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Domaines sédimentaires et biogéographiques. In Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, Soc. Géol. Fr., résumé, p. 315.
- RIOULT M., FILY G. (1980) - Stratotype du Bajocien et parastratotypes du Bathonien sur les côtes du Calvados, Normandie. *Bull. inform. géol du Bass. parisien*, n° h.s. Excursion B-02 du 26<sup>e</sup> C.G.I.

- RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C. (1991) - Outcrop sequence stratigraphy of the anglo-Paris basin, middle to upper jurassic (Normandy, Maine, Dorset). Soc. Nat. Elf-Aquitaine. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 15, 1, p. 101-194.
- THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altération associée : calcifications, 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., MENILLET 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.
- VELAIN Ch. (1886) - Note sur l'existence d'une rangée de blocs erratiques sur la côte normande. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3<sup>e</sup> série, XIV, p. 569-575.
- VERNHET Y., PAREYN C., VILLEY M., AUBRY J., ZWINGELBERG F., COUTARD F., BAIZE S., COUTARD J.-P. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Balleroy (118). Orléans : BRGM. Notice explicative par Y. Vernhet, S. Baize, J.-P. Coutard, Cl. Langevin.
- VILLEY M. (1978) - Décrochements hercyniens dans le Briovérien normand (Balleroy, feuille à 1/50 000). *Bull. BRGM*, Orléans, sect. 1, n° 4, p. 365-369.

#### AUTEURS

Cette notice a été coordonnée par P. MAURIZOT, ingénieur géologue au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) ; il en a assuré la rédaction ainsi que la réalisation de la maquette de la carte géologique.

Les auteurs suivants ont réalisé les levés de terrain et ont rédigé le texte correspondant de la notice explicative :

- pour les **formations mésozoïques et superficielles** : P. MAURIZOT ;
- pour les **formations superficielles**, les levés ont bénéficié et se sont appuyés sur une première cartographie (1993) et la rédaction d'une notice, effectuée par J. PELLERIN, ingénieur au Centre de Géomorphologie du CNRS ;
- pour les **formations du socle**, J. LE GALL, maître de conférences au département de Géologie de l'université de Caen, Basse-Normandie ;
- pour le **plateau continental**, J.-P. AUFFRET, maître de conférences au département de Géologie de l'université de Caen, Basse-Normandie.

L'ensemble des levés a été coordonné par P. MAURIZOT, en étroite collaboration avec le groupe d'études Géologie et Environnement Régional de l'université de Caen, Basse-Normandie et le Centre de

Géomorphologie du CNRS, avec notamment des contributions de G. FILY (paléontologie et stratigraphie du Bathonien), O. DUGUÉ (coupes du Jurassique inférieur entre Bretteville-sur-Odon et Éterville), P. GIGOT (vues aériennes), R. CHIRAT (paléontologie du Lias au Bajocien), S. BAIZE (sables de Saint-Vigor). Les chapitres spécifiques suivants ont été rédigés pour l'hydrogéologie par B. MAZENC (BRGM, directeur du Service Géologique Régional de Basse-Normandie), pour les matériaux par J.-P. DEROIN (BRGM, ingénieur géologue au Service géologique régional de Basse-Normandie).

Les levés du secteur situé entre Bayeux, Ver-sur-Mer et le littoral se sont appuyés sur un travail cartographique de F. LELIEPAULT, stagiaire au département de Géologie de l'université de Caen, en 1996.

**Présentation au C.C.G.F. : 18 juin 1998.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 25 octobre 1999.**

**Impression de la carte : 2000.**

**Impression de la notice : 2000.**

ANNEXES

**LITHOLOGIE**

	Marnes/Argiles		Nodules calcaires		Calcaire oolitique
	Calcaire argileux		Calcaire bioclastique		Calcaire à oolites ferrugineuses
	Calcaire silteux		Calcaire à spongiaires		Calcaire récifal

**COMPOSANTS**

	Pellétoïdes	<b>G</b> : Glauconie
	Pisolites calcaires	<b>P</b> : Phosphate
	Oncoides ferrugineux	<b>Fe</b> : Fer
	Bioclastes	<b>Py</b> : Pyrite
	Stromatolites	<b>L</b> : Lignite
	Graviers	
	Silex/Accident siliceux	

**SURFACES REMARQUABLES**

	Surface d'érosion
	Surface d'arrêt de sédimentation
	Surface irrégulière
	Surface encroûtée perforée

Surface de Villers : nom de la discontinuité

**STRUCTURES SÉDIMENTAIRES**

	Déformation synsédimentaire
	Litage subhorizontal
	Litage oblique

**BIOTURBATION/TRACES FOSSILES**

	Bioturbation indifférenciée		Thalassinoides		Planolites
	Bioturbation horizontale		Rhizocorallium		Arenicolites
	Bioturbation verticale		Teichichnus		Diplocraterion
			Skolithos		Chondrites
					Zoophycos

**MACROFAUNE**

	Ammonite		Bélemnite
	Ammonite de zone		Crinoïde

**TEXTURES**

<b>M</b> : Mudstone	
<b>W</b> : Wackestone	f : fin
	m : moyen
<b>P</b> : Packstone	g : grossier
<b>G</b> : Grainstone	

**ANNEXE 1 - SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS UTILISÉS  
POUR LES COUPES DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE JURASSIQUE**

P. M.	Âge Ma	SIM	Chronostratigraphie			
			Sous-système	Étage		
		1	HOLOCÈNE	Flandrien		
Brunhes			PLÉISTOCÈNE	Sup.	Weichsélien	
		5e			Éémien	
		7		Moy.	Ancien	Saalien
		9				Holsteinien
		11				Elsterien
						Crom. IV
						Glac. C
		13				Crom. III
						Glac. B
		15				Crom. II
		17				Gl. A
		19				Crom. I
	Matuyama	0.78		19	Réc ent	Dorst Gl.
		0.98		24		Leerdam Igl.
				25		Linge Gl.
		1.05				Bavel Igl.
						Ménapien
	Old	1.75			Inf.	Waalien
		2.00				Éburonien
			Tiglien			
Gauss	2.60		Anc.	Prétiglien		
			PLIOCÈNE	Reuvérien		

ANNEXE 2 - CHRONOSTRATIGRAPHIE DU PLÉISTOCÈNE  
DE LA FRANCE SEPTENTRIONALE  
(d'après Antoine et al., 1998)

ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S.

X	Y	Z	N° BSS	Base du Calcaire de Langrune	Base du Calcaire de Ranville	Base du Calcaire de Blainville	Base du Calcaire de Creully	Base du Calcaire de Caen	Base des Marnes de Port-en-Bessin	Base des Calcaires à spongiaires	Base de l'olite ferrugineuse de Bayeux	Base de la Mâlière	Base du Tournisien	Base du Pilensbachien	Base du Sinémurien	Base du Trias	Fin du sondage	Profondeur totale
379410	1187190	56,8	0965X0001				31,8	31,8									30,3	26,5
379500	1187150	63,8	0965X0002				32,8	32,8									29,8	34,0
383240	1185630	63,0	0965X0005						-8,0		-19,6						-2,3	65,3
378540	1185250	32,5	0965X0065						3,5	-9,5	-11,0	-22,5					-29,5	62,0
378525	1185250	32,5	0965X0066						4,5	-9,5	-10,5	-22,5					-31,5	64,0
386310	1184200	22,0	0966X0001							8,3	7,3						-2,4	24,4
386120	1184560	24,0	0966X0002							8,0	7,0	-2,0	-16,0				-17,5	41,5
385270	1184510	55,0	0966X0008								-7,6		-32,2	-32,6			-60,1	105,1
387320	1186260	7,0	0966X0051														-3,0	10,0
388220	1186120	10,0	0966X0052														-2,0	12,0
387790	1186380	5,5	0966X0053														-2,7	8,2
386690	1186640	4,0	0966X0054														-2,5	6,5
389210	1186040	6,0	0966X0055														0,5	5,5
388810	1186080	6,0	0966X0056														-0,5	6,5
388540	1186140	7,0	0966X0057														-1,2	8,2
384900	1186150	21,0	0966X0058					18,0	-14,0	-29,5	-30,0	-36,5	-39,0				-41,0	62,0
388700	1186400	5,0	0966X0060							-3,8	-4,5		-14,5				18,6	18,6
396175	1184525	10,0	0967X0001														-4,0	14,0
396125	1184590	10,0	0967X0002														-9,0	19,0
391350	1185750	37,0	0967X0004				26,0	26,0	-20,5	-32,8	-33,5	-37,5					-42,8	79,8
396940	1184210	24,7	0967X0008				-17,7	-17,7									-25,3	50,0
391870	1185760	37,0	0967X0062				26,0	26,0									25,8	11,2
391200	1185220	42,0	0967X0063				22,0	22,0	-10,5	-24,0	-23,0						-26,0	68,0
394070	1183990	41,0	0967X0064				-2,0	-2,0									-11,0	52,0
395760	1185110	4,0	0967X0066				-53,0	-53,0									-60,0	64,0
396400	1184040	6,0	0967X0067				-24,0	-36,0									-37,0	43,0
391600	1185950	42,0	0967X0VSM					31,0	-14,1	-27,8	-28,5	-32,5					-38,0	80,0
403300	1184100	6,0	0968X0033	-20													-19,3	25,3
401050	1184025	12,0	0968X0001					-51,0	-84,2	-98,0	-99,0		-102,9				-103,5	115,5
399655	1185350	4,3	0968X0034		-12												-11,5	16,2
375600	1181100	20,0	1184X0007						16,0	9,8	10,0						6,0	14,0
375240	1183750	26,0	1184X0015						20,2		12,9						11,5	14,5



ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S. (suite)

X	Y	Z	N° BSS	Base du Calcaire de Langrune	Base du Calcaire de Ranville	Base du Calcaire de Blainville	Base du Calcaire de Creully	Base du Calcaire de Caen	Base des Marnes de Port-en-Bessin	Base des Calcaires à spongiaires	Base de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux	Base de la Mâlière	Base du Tauricien	Base du Pliensbachien	Base du Sinémurien	Base du Trias	Fin du sondage	Profondeur totale
376870	1182280	38,0	1184X0033						34,4	20,6	20,3						13,9	24,1
401500	1166020	5,7	1188X0029						-0,8	-2,8	-3,7	-8,3	-16,3			-18,3	-18,3	24,0
381870	1181415	63,0	1191X0161							57,0	56,0						47,8	15,2
381870	1179100	73,0	1191X0178							39,0	38,0	23,0	14,8	-5,0	-16,5	-26,0	-28,0	101,0
378420	1179530	55,0	1191X0227												11,8		-20,0	75,0
378907	1180165	45,4	1191X0229														34,6	10,8
380860	1182870	50,0	1191X0233					41,0	15,5								10,0	40,0
383875	1178925	38,0	1191X0234							28,0	27,0	15,0					8,0	30,0
379660	1181630	35,4	1191X0235							34,9	33,4	18,6					11,3	24,1
378750	1181850	41,6	1191X0238							35,6	34,3	18,6	13,9				4,6	37,0
382975	1184950	31,8	1191X0239						18,4	8,8	6,8	-1,2					-3,2	35,0
383170	1183890	27,0	1191X0046						13,9	1,3	1,1	-9,3					-11,1	38,1
378660	1181800	39,1	1191X0236							35,1	30,1						20,6	18,5
378830	1181940	38,8	1191X0237								34,8	18,8					13,8	25,0
378760	1183070	29,0	1191X0249							17,5	16,5	8,0					2,0	27,0
378720	1182900	29,0	1191X0250							20,0	19,0	10,0					5,0	24,0
378660	1184440	25,0	1191X0254						10,5	-2,0	-3,0						-9,0	34,0
383900	1178900	40,0	1191X0257							30,0	28,0	17,0					7,5	32,5
383120	1178860	40,0	1191X0258							31,0	30,0	17,0					10,0	30,0
384150	1184050	27,0	1191X0263				20,0		7,0	-7,0	-8,0	-20,0					-23,0	50,0
383275	1179425	35,8	1191X0266							26,0							25,8	10,0
383782	1179209	32,2	1191X0269							24,0	23,5	13,5					2,2	30,0
382940	1179239	37,8	1191X0270									27,9					7,8	30,0
381785	1178985	74,0	1191X0271														57,3	16,7
385160	1178100	52,0	1192X0006										32,5				31,0	23,0
388820	1179570	14,0	1192X0100						7,5	0,8	-0,6						-1,7	15,7
389830	1174520	44,0	1192X0212							23,5	23,0	15,0					6,7	37,3
389610	1179500	16,0	1192X0213						8,0	-5,0	-6,0						-11,1	27,1
389780	1179870	12,0	1192X0214						3,3	-9,0	-10,0						-15,0	27,0
388520	1183870	27,5	1192X0215						17,5	3,5	2,5						-3,5	31,0
387340	1183020	40,0	1192X0216					30,0	20,0								9,0	31,0
387300	1183160	30,0	1192X0217						26,0	11,0	10,0	5,0					-1,0	31,0

ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S. (suite)

X	Y	Z	N° BSS	Base du Calcaire de Langrune	Base du Calcaire de Ronville	Base du Calcaire de Blainville	Base du Calcaire de Creully	Base du Calcaire de Caen	Base des Marnes de Port-en-Bessin	Base des Calcaires à spongiaires	Base de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux	Base de la Mâlière	Base du Toarcien	Base du Pléistochien	Base du Sinémurien	Base du Trias	Fin du sondage	Profondeur totale
388160	1184000	22,0	1192X0218							12,0	11,0	5,0					2,0	20,0
387550	1175120	73,0	1192X0222														-48,0	121,0
390050	1179650	17,0	1192X0224					11,0	2,0	-11,0	-14,0						-29,0	46,0
384825	1183800	32,0	1192X0225						11,0	2,0	-4,0	-10,0					-20,0	52,0
396320	1181920	10,0	119370143														-5,0	15,0
396230	1176750	27,5	1193X0166				20,5	13,5									8,0	19,5
396010	1176580	27,3	1193X0167				14,3	-4,7									-7,7	35,0
394610	1181120	13,4	1193X0188					-9,6									-16,6	30,0
396510	1180390	31,0	1193X0169			20,0		-7,4									-9,1	40,1
396520	1180390	31,2	1193X0170		19,2			-7,8									-9,1	40,3
395240	1181160	12,2	1193X0171				-13,8	-21,8									-24,3	36,5
395230	1181150	12,1	1193X0172				-11,9	-19,9									-24,9	37,0
393460	1180940	7,6	1193X0173					-11,4									-16,6	24,2
391840	1180490	12,9	1193X0174					3,5	-22,0	-35,0	-36,0						-43,6	56,6
392900	1178060	26,4	1193X0175						11,6	-2,6	-3,6	-9,4					-18,6	45,0
392020	1175250	30,0	1193X0176						21,0	7,0	6,0						1,5	28,5
392500	1177160	23,5	1193X0177							8,5	7,5	1,2					-6,3	29,8
393400	1178980	17,0	1193X0178					-5,0	-23,0	-35,0	-36,0	-43,0					-46,0	63,0
392250	1180650	7,6	1193X0179						12,4								-14,4	22,0
392460	1180850	7,4	1193X0180					-12,6	-26,6								-29,6	37,0
393170	1180650	6,5	1193X0182				-5,5										-11,6	18,1
393390	1183350	46,0	1193X0186		31,0			16,0									-18,0	64,0
391370	1175020	36,0	1193X0187						30,0	12,5	13,5						2,0	34,0
395160	1182540	37,0	1193X0188					-8,0	-31,5	-44,0	-45,0						-45,0	82,0
393180	1180330	8,5	1193X0189					-2,2	-32,0	-46,0	-47,0	-52,5					-61,5	70,0
393450	1180000	7,5	1193X0196					-22,5	-33,0	-49,0	-49,8	-55,5	-65,0				-66,0	73,0
395310	1181660	4,5	1193X0197					-22,5	-38,0	-51,0	-53,0	-59,0	-66,0				-68,5	73,0
393400	1178975	17,0	1193X0198					-11,5	-21,3	-35,5	-36,5	-46,0	-52,0				-56,0	73,0
391275	1180800	13,0	1193X0200					0,0	-13,0	-28	-30,0	-33,0					-39,0	52,0
400370	1176940	89,1	1194X0005	55,1	34,1	19,1	-5,9	-26,9	-38,4	-50,9	-51,9						-63,8	132,9
401940	1180120	27,4	1194X0007		10,6												-0,8	28,2
401320	1181160	36,0	1194X0079		-5												-14,0	50,0

ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S. (suite)

X	Y	Z	N° BSS	Base du Calcaire de Langrune	Base du Calcaire de Ranville	Base du Calcaire de Blainville	Base du Calcaire de Creully	Base du Calcaire de Caen	Base des Marnes de Port-en-Bessin	Base des Calcaires à spongiaires	Base de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux	Base de la Mlière	Base du Tercien	Base du Pliensbachien	Base du Sinémurien	Base du Trias	Fin du sondage	Profondeur totale	
397010	1177550	39,7	1194X0131			27,0	10,0										6,5	33,2	
398100	1177270	29,0	1194X0132			19,0	2,0										0,2	39,5	
397390	1176780	22,5	1194X0134				9,0										1,0	21,3	
398070	1176990	41,3	1194X0135			27,3	2,8										-9,2	50,5	
397740	1177270	21,2	1194X0137				2,6										-14,0	35,2	
397240	1177720	17,6	1194X0138				3,9										-9,6	27,2	
397750	1177480	21,0	1194X0140			11,0	-9,0	-21,0									-23,0	44,0	
397650	1176900	23,9	1194X0141			20,0	2,0	-14,1	-25,7	-40,5	-41,7	-45,1	-54,1				-56,0	79,9	
397490	1178150	22,6	1194X0142					-7,4									-9,4	32,0	
398130	1177290	29,1	1194X0145			15,1	0,1	-8,9									-19,9	41,0	
398220	1177260	32,0	1194X0146				11,0										7,0	25,0	
398060	1174930	32,8	1194X0147				16,6										-2,8	35,6	
403460	1182700	13,0	1194X0148		-5,9	-31,0											-35,2	48,2	
397715	1174540	34,4	1194X0149														9,3	25,1	
399120	1178980	55,0	1194X0154	36	26												22,5	32,5	
401420	1182700	25,0	1194X0155	5													-67,0	92,0	
401380	1182490	24,0	1194X0157		6												-11,0	35,0	
397625	1177075	24,0	1194X0166				4,0	-13,0	-26,5	-40,0	-41,0	-44,5					-55,0	79,0	
402200	1182250	25,0	1194X0167														-51,0	76,0	
401500	1182750	24,0	1194X0168														-44,0	68,0	
383535	1171585	61,0	1195X0045										52,0				49,0	12,0	
383475	1171535	63,0	1195X0046									48,7					47,6	15,4	
382920	1173110	79,0	1195X0065									66,5	58,5	49,0	28,8		28,0	51,0	
383420	1171320	51,4	1195X0179									41,8	36,0		11,6	11,6	11,1	40,3	
378790	1165460	94,4	1195X0180														74,4	20,0	
378870	1165720	92,2	1195X0181													70,2	49,2	43,0	
379310	1165290	99,7	1195X0182													82,7	73,7	26,0	
379530	1164880	106,0	1195X0183														86,6	19,4	
376960	1166400	92,9	1195X0184														82,2	10,7	
378600	1166660	82,3	1195X0185														62,3	51,5	30,8
377200	1167060	78,8	1195X0187														65,3	60,9	17,9
378590	1166480	83,9	1195X0188														64,9	63,9	20,0

ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S. (suite)

X	Y	Z	N° BSS	Base du Calcaire de Langrune	Base du Calcaire de Renville	Base du Calcaire de Blainville	Base du Calcaire de Creully	Base du Calcaire de Ceen	Base des Marnes de Port-en-Bessin	Base des Calcaires à spongieux	Base de l'Oolite ferrugineuse de Bleyeux	Base de la Mélière	Base du Toarcien	Base du Pliensbachien	Base du Sinémurien	Base du Trias	Fin du sondage	Profondeur totale												
378790	1165460	94,0	1195X0191														75,0	19,0												
378870	1165720	93,0	1195X0192														73,2	71,0	22,0											
377200	1167060	79,0	1195X0194														62,0	60,8	18,2											
378860	1166080	85,0	1195X0195														60,6	60,0	25,0											
377890	1166960	80,0	1195X0196														61,8	59,6	20,4											
377410	1173080	65,0	1195X0197														49,4	48,7	16,3											
378320	1173740	50,0	1195X0198														35,8	33,5	16,5											
378860	1166090	85,0	1195X0199														61,5	59,5	25,5											
377600	1166750	85,0	1195X0200															62,5	22,5											
377400	1167470	75,0	1195X0201														48,1	47,8	27,2											
379540	1168530	92,0	1195X0202										72,0		42,0		8,0	4,0	88,0											
378790	1165460	94,0	1195X0203														72,0	73,0	21,0											
379550	1168520	92,0	1195X0204														43,0	15,0	12,5	79,5										
379470	1173120	54,0	1195X0205														51,6		17,0	37,0										
377170	1167850	70,0	1195X0206														45,5	42,0	28,0											
378860	1165860	90,0	1195X0208														25,4	64,5	25,5											
378300	1173730	52,0	1195X0209														33,4	33,5	18,5											
379480	1173120	54,4	1195X0210													52,1	22,4	20,4	34,0											
378890	1165630	94,0	1195X0211														70,0	72,0	22,0											
377830	1166980	94,0	1195X0212														71,0	72,0	22,0											
378860	1166090	86,0	1195X0213														63,0	64,0	22,0											
378870	1172450	55,0	1195X0214														26,0	23,0	32,0											
377360	1167910	72,0	1195X0215															65,5	6,5											
378875	1172045	55,0	1195X0218														26,0	15,0	40,0											
377170	1167850	70,0	1195X0224														46,8	44,5	25,5											
388740	1171480	69,6	1196X0003											1,8	1,8		1,8	-30,6	100,2											
386300	1172500	65,1	1196X0004						58,2								61,1	47,1	46,8	42,6	37,1	26,1	4,1	-14,9	-27,6	92,7				
386740	1172540	65,0	1196X0077						61,5	51,3	50,3						81,5	51,3	50,3	42,0					-6,9	-16,5	81,5			
384920	1171250	71,0	1196X0105																49,4	44,8							25,3	45,7		
383910	1171350	48,0	1196X0215															42,1	36,2								20,1	27,9		
385460	1168240	80,0	1196X0217																59,1	49,0	49,0						49,0	50,0	30,0	
390040	1169580	84,0	1196X0218																									2,0	-19,0	103,0

ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S. (suite)

X	Y	Z	N° BSS	Base du Calcaire de Langrune	Base du Calcaire de Ranville	Base du Calcaire de Blainville	Base du Calcaire de Creully	Base du Calcaire de Caen	Base des Marnes de Port-en-Bessin	Base des Calcaires à spongiaires	Base de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux	Base de la Mâlière	Base du Toarcien	Base du Pliensbachien	Base du Sinémurien	Base du Trias	Fin du sondage	Profondeur totale
396270	1168760	65,0	1197X0006													-14,9	-16,4	81,4
392460	1171310	57,2	1197X0045				47,2	37,2	14,2								8,2	49,0
392780	1170900	64,0	1197X0121					53,0	42,0								42,0	20,0
392440	1173500	61,0	1197X0122				59,0	43,0	20,0	7,0	6,0	-2,0					-7,0	68,0
395150	1172700	41,9	1197X0124				22,0	15,0	-6,0	-15,0	-16,0	-23,0					-29,2	71,1
391210	1165440	105,0	1197X0127										97,0	97,0	97,0	97,0	67,5	37,5
394630	1171520	57,0	1197X0128						3,0								-3,0	60,0
392530	1171420	57,5	1197X0129					37,0	16,5	0,5	-0,5	-8,5	-11,5				-15,5	73,0
395325	1172200	45,0	1197X0132			31,7	20,0	6,5	-12,0	-22,0	-21,0	-30,0					-40,0	85,0
393670	1169640	59,0	1197X0136					39,0	22,0	11,0	10,0						-2,0	61,0
391200	1165430	105,0	1197X0138											97,0	97,0	97,0	25,0	80,0
396780	1165580	44,5	1198X0033						42,5	36,5	34,5	29,5	21,4			8,1	8,1	36,4
397265	1167705	63,2	1198X0064				51,2		16,2	1,2								63,2
400500	1168920	49,0	1198X0254			-39,0											20,0	2,0
400610	1169082	52,0	1198X0247			43,0	39,0										28,0	24,0
400628	1169125	54,0	1198X0248			43,0	40,0										30,0	24,0
400657	1169190	58,0	1198X0249			45,0	38,0										28,0	30,0
400652	1170045	61,0	1198X0250			48,0	42,0										31,0	30,0
400435	1168670	42,9	1198B0197					6,4	-4,3	-19,8	-20,7	-21,7					-21,9	64,8
403095	1170775	59,2	1198C0063			25,2	10,2	-5,8	-18,8								-28,3	87,5
403225	1170635	63,2	1198C0066			24,2		10,2									-1,9	65,0
402325	1164910	7,0	1198D0001					1,0									-10,3	17,3
402655	1166810	3,9	1198D0011							-15,1	-16,1						-20,6	24,5
403055	1168875	11,9	1198D0021					0,4									-1,6	13,5
401560	1166500	5,9	1198D0028							-7,6	-8,6	-13,1	-17,1	-19,1	-22,6	-22,6	-27,8	33,7
401500	1166020	5,7	1198D0029							-2,8	-3,7	-7,3	-17,3	-18,3		-18,3	-19,3	25,0
402350	1166835	4,5	1198D0034								-22,5						-27,0	31,5
402700	1166835	4,1	1198D0035							-13,5	-14,9						-20,4	24,5
402300	1166140	4,6	1198D0042								-9,1	-13,9					-15,2	19,8
401910	1165460	4,7	1198D0043								-4,9	-9,9					-10,9	15,5
401170	1165210	4,6	1198D0044										-3,4	-4,4	-9,9		-10,4	15,0
399460	1165910	7,9	1198D0045									1,9	-5,1	-6,1	-10,1	-10,1	-11,1	19,0

ANNEXE 3 - SONDAGES DE LA B.S.S. (fin)

X	Y	Z	N° BSS	Base du Calcaire de Langrune	Base du Calcaire de Ranville	Base du Calcaire de Bleinville	Base du Calcaire de Creully	Base du Calcaire de Caen	Base des Mernes de Port-en-Bessin	Base des Calcaires à spongiaires	Base de l'Oolite ferrugineuse de Beyeux	Base de la Mâlière	Base du Toarcien	Base du Pliensbachien	Base du Sinémurien	Base du Trias	Fin du sondage	Profondeur totale
401770	1166860	10,2	1198D0047							-9,8	-10,8	-13,8	-23,8	-25,8	-25,8	-25,8	-29,8	40,0
401760	1166865	10,0	1198D0048								-10,5	-13,0					-14,0	24,0
401900	1167110	9,8	1198D0050							-11,7	-12,2	-15,2					-19,7	29,5
402950	1166875	4,5	1198D0238						-8,5	-17,2	-18,9	-21,3					-21,3	25,8
402895	1166915	6,5	1198D0239														-17,2	23,7
402080	1166970	16,0	1198D0251						-3,1								-14,0	30,0
401560	1166500	5,9	1198X0028							-7,6	-8,6	-13,1	-17,1	-22,6	-22,6	-22,6	-22,6	28,5
397340	1167730	63,2	1198X0031					27,0	22,1								14,2	49,0
400760	1166310	7,3	1198X0046							1,8	0,8	-2,7	-8,0	-15,7	-15,7	-15,7	-15,7	23,0
399490	1169920	71,0	1198X0067						22,2								10,3	60,7
400190	1171980	76,5	1198X0068			14,5		-6,6	-19,5	-31,8	-32,7	-38,5					-43,6	120,0
401910	1165470	4,7	1198X0120								-4,9	-9,9					-11,0	15,6
401650	1163700	28,0	1198X0269							16,0	15,0	9,0	3,0			-2,0	-2,0	30,0
401220	1165220	5,0	1198X0293										-3,0	-7,0		-7,0	-8,0	16,0
400920	1166350	8,0	à 1198X0297								0,0	-4,0	-10,0	-15,4		-15,4	-15,4	25,0
397950	1172875	52,0	1198X0304				24,0	13,0									1,0	51,0
397950	1172875	52,0	1198X0305				25,0	13,0	-12,0	-24,0	-25,0						-33,0	85,0



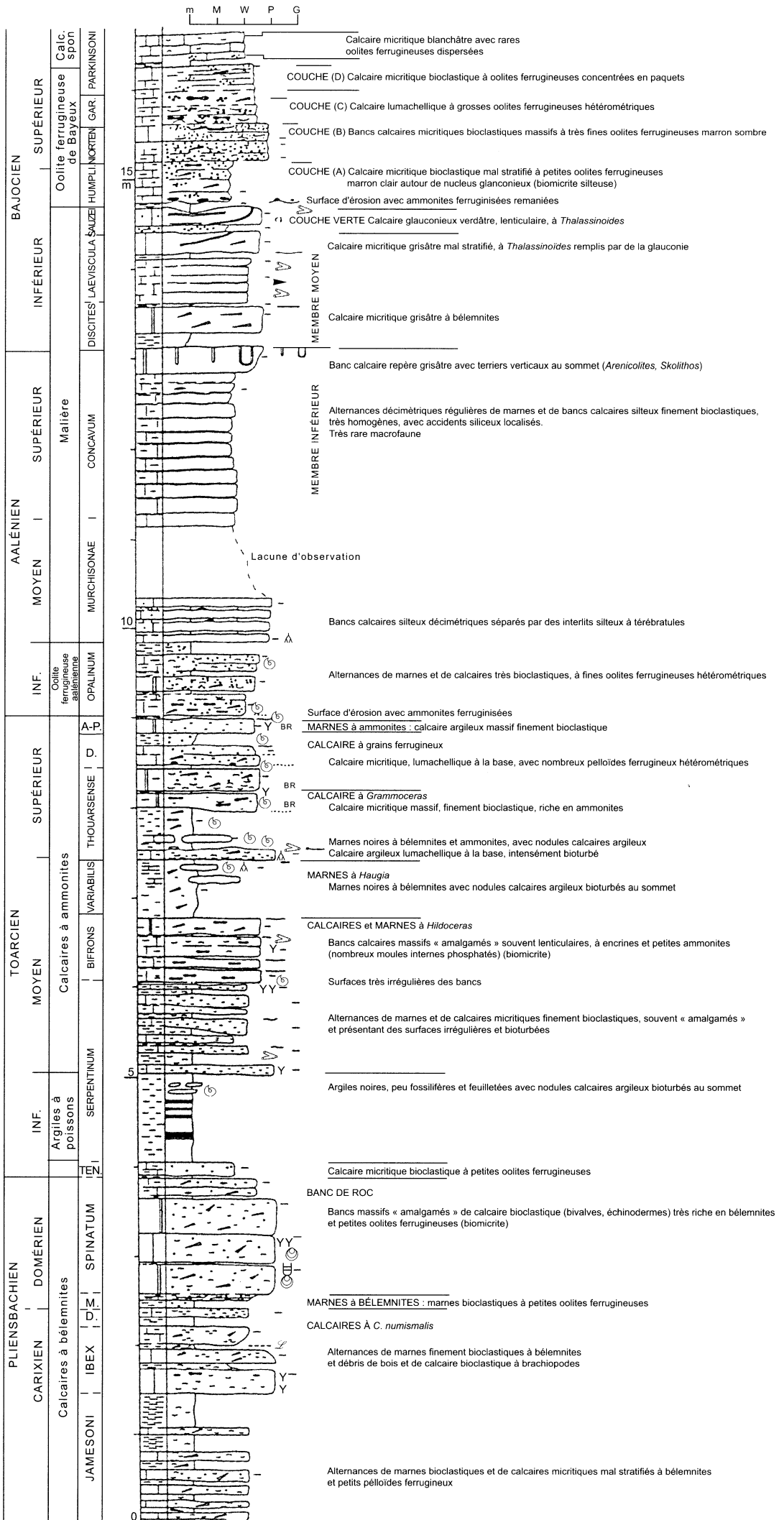


Fig. 6 - Coupe stratigraphique synthétique de la série jurassique au SW de Caen