

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SÉES

par

F. MÉNILLET, J. GÉRARD

SÉES

La carte géologique à 1/50 000
SÉES est recouverte
par les coupures suivantes de la
Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'ouest : ALENÇON (N° 62)
à l'est : MORTAGNE (N° 63)

Falaise	Vimoutiers	Rugles
Argentan	SÉES	L'Aigle
La Ferté-Macé	Alençon	Mortagne-au-Perche

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
SÉES À 1/50 000**

par

F. MÉNILLET, J. GÉRARD

avec la collaboration de

**B. HÉRARD, C. LANGEVIN, B. LEMOINE,
T. LETURCQ, J. PELLERIN, F. QUESNEL**

1997

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : MÉNILLET F., GÉRARD J., KUNTZ G., LETURCQ T., PELLERIN J., QUESNEL F. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Sées (213). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet, J. Gérard et coll. (1997), 103 p.

pour la notice : MÉNILLET F., GÉRARD J., avec la collaboration de HÉRARD B., LANGEVIN C., LEMOINE B., LETURCQ T., PELLERIN J., QUESNEL F. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Sées (213). Orléans : BRGM, 103 p. Carte géologique par F. Ménillet, J. Gérard, G. Kuntz, T. Leturcq, J. Pellerin, F. Quesnel (1997).

© BRGM, 1997. 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 : 2-7159-1213-7

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION ADMINISTRATIVE</i>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLIS- SEMENT DE LA CARTE</i>	12
DESCRIPTION DES TERRAINS	14
<i>TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE</i>	14
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	15
Protérozoïque supérieur	15
Paléozoïque	15
Mésozoïque	20
Formations superficielles	39
TECTONIQUE	54
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	58
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	64
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	65
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	65
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	71
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	72
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	79
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	81
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	81
<i>RISQUES NATURELS</i>	83
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	85
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	85
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	87
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	89
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	90
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	97
AUTEURS	98
ANNEXE : LOCALISATION DES SITES ARCHÉOLOGIQUES	99

RÉSUMÉ

Recoupant la bordure occidentale du bassin de Paris, au contact du Massif armoricain, la feuille à 1/50 000 Sées est située dans la partie centrale du département de l'Orne, au Sud de la Basse-Normandie. C'est une zone haute pour l'Ouest de la France, culminant à 333 m, d'où le réseau hydrographique diverge (sources de l'Orne, de la Dives et de la Touques).

À l'exception d'un pointement de volcanites acides cambriennes, la carte Sées ne comprend que des formations sédimentaires :

- la partie sud-ouest appartient aux confins septentrionaux du massif d'Écouves, avec une série paléozoïque gréséo-pélimitique allant du Cambrien au Silurien ;
- sur le reste de la carte affleurent essentiellement des terrains jurassiques (liasiques à oxfordiens) avec des buttes-témoins et menus plateaux de formations albo-cénomaniennes.

Le Lias (Pliensbachien à Toarcien probable) est réduit à une fine couche discontinue sableuse avec des argiles à la base. Vraisemblablement, bajociens à la base et principalement bathoniens, les calcaires de plateforme du Dogger ont été différenciés : faciès oolitiques, lithographiques, récifaux et bioclastiques grossiers.

La puissante série callovo-oxfordienne, essentiellement marneuse, a aussi été différenciée par la reconnaissance d'une zone d'ammonite repère dans le Callovien moyen et le suivi d'un niveau de calcaire ferrugineux marquant approximativement la limite Callovien/Oxfordien.

Le Crétacé est transgressif, recouvrant des terrains jurassiques de plus en plus anciens vers l'Ouest. Deux termes ont été distingués : un complexe glauconieux albo-cénomarien à la base, dont l'âge a été précisé par la micropaléontologie, et les craies cénomaniennes.

Recouvrant la quasi-totalité de la feuille, les formations superficielles ont été inventoriées avec un choix pour leur figuration : discrète pour les altérites et les formations de versant, plus exhaustive pour les formations éoliennes et surtout alluviales. La cartographie des alluvions anciennes est entièrement nouvelle, avec la reconnaissance d'un ancien cours S-N, indépendant des vallées actuelles.

D'un point de vue tectonique, les tracés des accidents connus (faille de Grande-Gouffern, faille du Merlerault, faille de Courtomer) ont été précisés et complétés. De nouveaux accidents ont été découverts (failles de Mortrée et de Sées, flexure de Nonant). Ces nouveaux éléments contribuent à l'élaboration d'un schéma structural cohérent et une meilleure compréhension du changement de direction de la fracturation principale : N115° à l'Ouest, N70° à l'Est.

La cartographie géologique est complétée par des données concernant la géologie de l'environnement (occupation du sol, géotechnique, risques naturels, ressources en eau, substances utiles, indices minéraux) et une documentation.

INTRODUCTION

SITUATION ADMINISTRATIVE

La feuille Sées se situe dans la région Basse-Normandie. Tout le territoire qu'elle recouvre fait partie du département de l'Orne. Les communes concernées sont, en partie ou en totalité : Almenêches, Aubry-en-Exmes, Aunou-le-Faucon, Aunou-sur-Orme, Argentan, Avernes-sous-Exmes, Belfonds, Boissei-la-Lande, Brullemail, Chailloué, Champ-Haut, Cisai-Saint-Aubin, Coulmer, Courménéil, Croisilles, Échauffour, Exmes, Fel, Ferrières-la-Verrerie, Gacé, Gaprée, Ginai, Godisson, Juvigny-sur-Orne, La Bellière, La Cochère, La Génévraie, La Neuville-près-Sées, Le Bourg-Saint-Léonard, Le Chalange, Le Château-d'Almenêches, Le Cercueil, Le Ménil-Vicomte, Le Merlerault, Le Pin-aux-Haras, Les Authieux-du-Puits, Lignéres, Macé, Marcei, Marmouillé, Médavy, Ménil-Froger, Montchevrel, Montmerrei, Mortrée, Nonant-le-Pin, Orgères, Planches, Résenlieu, Sai, Sées, Sévigny, Silly-en-Gouffern, Saint-Christophe-le-Jajolet, Saint-Germain-de-Clairefeuille, Saint-Germain-le-Vieux, Saint-Hilaire-la-Gérard, Saint-Léonard-des-Parcs, Saint-Loyer-des-Champs, Trémont, Urou-et-Crennes, Villebadin.

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

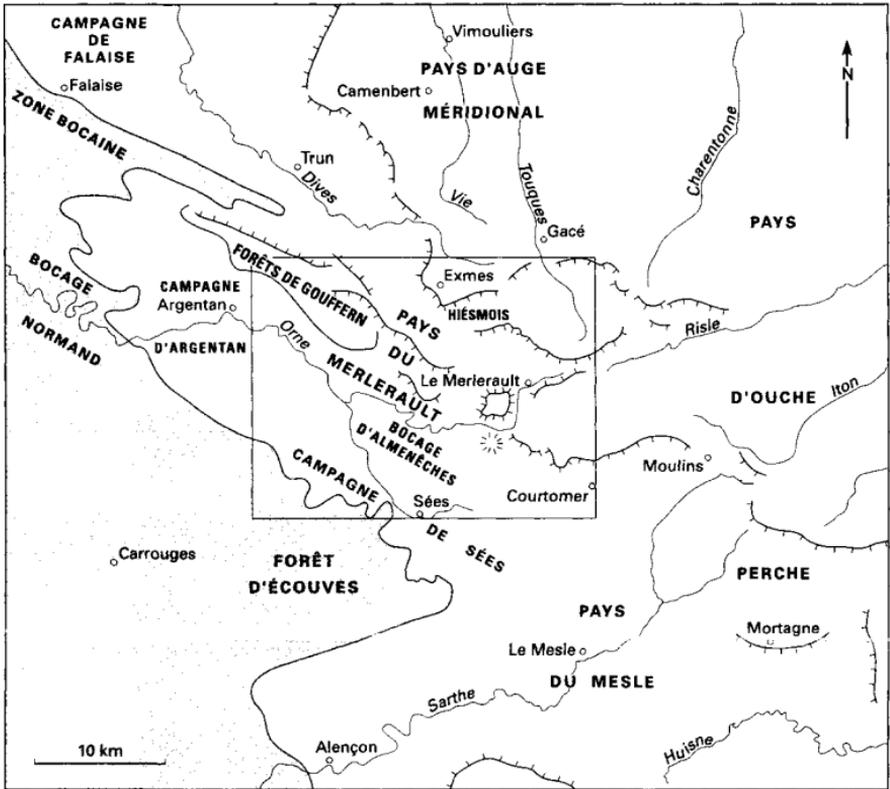
Zone de contact entre le Massif armoricain et le bassin de Paris, le territoire couvert par la carte Sées, subdivisé en panneaux par des accidents tectoniques, est une mosaïque de contrées de faible extension.

Massif d'Écouves

Au Sud-Est (fig. 1), les collines boisées sur grès paléozoïques, entrecoupées d'herbages, appartiennent au massif d'Écouves, une des zones les plus hautes du socle armoricain. À 333 m, le sommet de la butte Rouge du bois l'Évêque est le point culminant de la feuille.

Campagne d'Argentan et campagne de Sées

Au pied du massif d'Écouves s'étend une série de plateaux façonnés sur les calcaires du Bathonien. Les géographes leur ont attribué le vocable de « campagne » (pays de champs ouverts), par opposition au bocage cloisonné de haies : campagne d'Argentan au Nord-Ouest relayée au Sud-Est par la campagne de Sées, où l'on individualise parfois la campagne de Mortrée. Pour les agriculteurs, ce sont des plaines (« plaine de Sées »). Ces plateaux sont assez disséqués par un réseau de vallées sèches et leur altitude s'échelonne entre 165 et 230 m.



En gris, le Massif armoricain; les lignes avec barbelures représentent les principaux escarpements (barbelures vers la partie déprimée)

Fig. 1 - Situation de la carte Sées, au Sud de la Basse-Normandie

Bocage d'Almenêches et pays du Merlerault

Au Nord de la campagne de Sées, d'Almenêches à Courtomer, une bande de terrain en disposition sub-tabulaire, monoclinale à faible pendage, établie sur les marnes du Callovien inférieur et moyen, domine la plaine de Sées par une molle cuesta.

Au Nord-Est de cette bande, le relief reprend de la vigueur, accidenté de cuestas et de buttes-témoins formées par les marnes du Callovien supérieur, armées de miches et lentilles calcaires, et par les craies glauconieuses du Cénomaniens. Mais l'ordonnance monoclinale du bocage d'Almenêches est altérée par des accidents tectoniques, en particulier la faille du Merlerault.

À cheval sur ces deux domaines, le pays du Merlerault s'étend essentiellement sur les marnes peu argileuses du Callovien supérieur. C'est une zone d'élevage réputée. Le panneau soulevé au Nord de la faille du Merlerault amène à l'affleurement les calcaires du Bathonien et l'ouverture du paysage en plaine cultivée, entre Nonant et Le Merlerault. Dans ce mouvement, les marnes de l'Oxfordien inférieur sont remontées jusqu'à l'altitude de 321 m au Sud de Champ-Haut ; E. Le Puillon de Boblaye (1837) avait déjà remarqué que c'est la cote la plus élevée atteinte par des couches jurassiques dans l'Ouest de la France.

Au Sud-Est, le pays du Merlerault est dominé par une cuesta qui délimite la terminaison sud-occidentale des plateaux du pays d'Ouche, établis sur la Formation résiduelle à silex et des altérites de craie partiellement recouvertes de limons éoliens.

Pays d'Exmes ou Hiesmois

Au Nord, la butte d'Exmes (266 m) constitue morphologiquement l'extrémité méridionale du pays d'Auge. Constitués comme ceux du pays d'Ouche d'altérites de craie et de Formation résiduelle à silex, les plateaux de cette contrée sont intensément disséqués et profondément entaillés par le réseau hydrographique, ici l'amont du cours de la Dives. Ils sont quasiment dépourvus de couverture limoneuse. En terme de terroir, la dépression située sous la côte d'Exmes, sur les marnes du Callovien, est encore rattachée au pays d'Auge.

Forêts de Gouffern

Parfois rattachées au pays d'Exmes, les forêts de Gouffern sont des plateaux boisés façonnés sur des altérites de craie. La vallée de l'Ure sépare les forêts de (la) Grande et de (la) Petite-Gouffern (les érudits utilisent l'article).

Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique comprend essentiellement des têtes de vallées, le secteur se comportant en zone haute. La part la plus importante revient à trois fleuves côtiers normands qui prennent leur source sur la feuille : l'Orne au Sud, la Dives au Nord et la Touques au Nord-Est. En rive gauche, l'Orne reçoit les eaux du massif d'Écouves par la Thouane (Thouanne dans la littérature ancienne) et la Sennevière. Sur sa rive droite, le Don et l'Ure drainent toute la partie centrale de la carte.

Sur la bordure orientale de la feuille, le ruisseau du Bois-Guimont rejoint la Risle vers l'Est (feuille à 1/50 000 L'Aigle) et appartient au bassin-versant de la Seine.

Au Sud-Est, la petite rivière de la Fresbée et le ruisseau du Vieux-Courtomer sont tributaires de la Sarthe et font partie du bassin-versant de la Loire.

L'orientation du réseau hydrographique est assez confuse du fait de la subdivision du domaine étudié en panneaux tectoniques et du changement de direction structurale de N110-115°E à l'Ouest à N60-70°E à l'Est. La première direction est bien représentée par l'Orne en aval de Medavy, le Don au Château-d'Almenêches, et l'Ure aux Pin-aux-Haras. La seconde est mal exprimée dans le réseau hydrographique. Le cours de la Thouane, et peut-être celui de la Sennevière, sont guidés par des accidents de socle en N20°.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

Au Sud-Ouest, la carte s'ancre sur une des apophyses les plus orientales du Massif armoricain, le Paléozoïque d'Écouves (voir le schéma structural en marge de la carte). Entre les arkoses et siltites cambriennes des structures anticlinales et les schistes siluriens du cœur des synclinaux, l'érosion a mis en relief les grès ordoviciens qui soulignent les directions structurales, même jusqu'au centre de la feuille, par une ligne d'écueils qui percent la couverture secondaire. Le volcanisme cambrien est discret malgré la proximité probable d'un centre éruptif.

Au Nord-Ouest, le synclinorium paléozoïque bocain, de direction N110°, s'ennoie complètement sous la couverture avant d'atteindre la feuille. D'après les données géophysiques, il se prolonge probablement vers l'ESE, en direction du Merlerault.

Entre et en dessous de ces restes de couverture plissée paléozoïque, le socle briovérien n'affleure qu'en limite occidentale de la feuille et s'ennoie

sous la couverture secondaire. Il est constitué par une série flyschôide déformée en plis serrés N60° à N70°E.

Aucun terrain n'est connu entre le Silurien et le Lias. Seuls les lambeaux d'assises dévoniennes de quelques synclinaux paléozoïques et le Carbonifère du bassin de Littry dans le Calvados, donnent quelques points de repère dans l'histoire varisque locale. Permien et Trias n'ont pas été reconnus dans le secteur.

La couverture sédimentaire jurassique et crétacée appartient essentiellement à la province normande du bassin de Paris, mais avec une tendance, pour certains termes à des changements de faciès les rapprochant de la série mancelle. En effet, la carte se situe dans la partie nord-occidentale de l'« éperon du Perche », marqué tout au long de l'histoire phanérozoïque par une tendance à l'épirogénie positive. Les lacunes sont donc plus nombreuses que dans la série normande type, en particulier au niveau du Bathonien supérieur.

Au Jurassique, la sédimentation est réglée par le double mécanisme des pulsations épirogéniques et des mouvements eustatiques (Rioult et Fily, 1975 ; Rioult *et al.*, 1991) :

- transgression marine du Pliensbachien, déposant sables et argiles ;
- établissement d'une plate-forme carbonatée au Bajocien et Bathonien, avec la genèse des calcaires bioclastiques, oolitiques et micritiques qui forment les soubassements des campagnes d'Argentan et de Sées ;
- vaste vasière au Callovien et à l'Oxfordien inférieur, zone de dépôt des marnes qui constituent les deux tiers des affleurements de la feuille, sur une épaisseur pouvant dépasser la centaine de mètres ;
- établissement d'une plate-forme carbonatée à la fin de l'Oxfordien, dans une zone recoupant le Nord-Est de la carte, où se dépose un calcaire gréseux bioclastique (le « Roussier » de Gacé), puis des calcaires oolitiques, oncolitiques et bioclastiques à débris de polypiers ;
- envasement de la plate-forme à l'Oxfordien supérieur par la sédimentation des boues carbonatées et argilo-calcaires du Calcaire à astartes.

La série jurassique est tronquée par la transgression albienne qui recouvre des terrains de plus en plus anciens en allant vers l'Ouest. Cette érosion est probablement liée à des mouvements épirogéniques à la limite Jurassique/Crétacé. Au dépôt des glauconitites albiennes succède celui des craies glauconieuses du Cénomani, qui ne subsistent qu'en buttes-témoins ou lambeaux de plateaux (forêts de Gouffern, bordure du dernier plateau du pays d'Ouche en direction du Sud-Ouest). Altérées, ces craies terminent la série mésozoïque actuellement représentée sur la feuille. Il est néanmoins probable que la mer ait encore recouvert le secteur au Turonien et au Sénonien inférieur (Ménillet et Monciardini, 1991).

Le Tertiaire n'est représenté que par des blocs de grès résiduels, placés de façon hypothétique, selon le contexte régional, dans le Bartonien.

Les formations superficielles sont représentées par des altérites, des formations périglaciaires de versant, des loëss et des alluvions. Les alluvions les plus anciennes jalonnent un ancien cours différent des vallées actuelles.

D'un point de vue tectonique, la carte se place dans une zone de changement de direction structurale N110° à N115°E à l'Ouest, N60° à N70°E à l'Est, avec des failles affectant la couverture secondaire.

TRAVAUX ANTERIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

Les cartes départementales du Calvados (Caumont, 1825), de l'Orne (Blavier, 1842), de l'Est de ce département (Le Puillon de Boblaye, 1837), puis la carte géologique de France à 1/500 000 de P.A. Dufrenoy et L. Elie de Beaumont (1842), fournissent les premiers éléments cartographiques sur la région ; la seconde est complétée par une monographie sur le département de l'Orne (Blavier, 1842). L'exploration détaillée du sous-sol débute avec les levés de la Carte géologique à 1/80 000 ; du Nord-Ouest au Sud-Est : coupures Falaise, Bernay, Alençon et Mortagne (voir la liste des éditions en bibliographie). En 1926, paraît, de façon assez exceptionnelle, une carte géologique départementale de l'Orne (Bigot, 1926a).

Depuis la publication des dernières éditions du 1/80 000 et la synthèse régionale de L. Dangeard (1951), les recherches géologiques dans le champ de la feuille Sées sont essentiellement poursuivies par les centres universitaires et le CNRS de Caen, sur le Jurassique de la région, avec des cartes à 1/25 000 inédites : diplôme d'études supérieures de G. Féray (1959), avec une carte des environs de Gacé ; d.e.s. de C. Chevillon (1964), avec une carte de la campagne de Trun-Chambois. Pour le Paléozoïque, citons les travaux de M. Robardet (1967), F. Doré (Doré *et al.*, 1981) et très récemment de J. Le Gall (1993) sur le volcanisme cambrien. La base actuelle des connaissances sur le Lias régional est donnée par M. Rioult (1968, 1980a). Le Cénomaniens a été finement étudié par P. Juignet (1974). Plus récemment, des études très détaillées en sédimentologie et stratigraphie séquentielles concernent les terrains bathoniens (Fily et Rioult, 1980a,b ; Rioult et Fily, 1975) et callovo-oxfordiens (Dugué, 1987, 1989, 1990, 1991 ; Dugué et Rioult, 1989a,b ; Paienda, 1987a,b).

Des grandes synthèses permettent de replacer les observations locales dans leur cadre régional : synthèse géologique du bassin de Paris

(Mégnyien, 1980 ; P. Juignet et G. Alcaydé *et al.* pour le Crétacé, M. Rioult et G. Fily pour le Jurassique) ; stratigraphie séquentielle des affleurements du Jurassique moyen et supérieur du bassin anglo-parisien (Rioult *et al.*, 1991, 1992). La seule monographie géomorphologique locale est celle de C. Barbey (1967), les principales données régionales étant fournies par H. Elhaï (1963), C. Klein (1974) et P. Lautridou (1985).

Choix cartographiques

La feuille Sées a été élaborée dans le cadre du levé systématique de la Carte géologique de France à l'échelle du 1/50 000, programme financé par le ministère de l'industrie et réalisé par le BRGM.

Les principales difficultés rencontrées proviennent des conditions d'affleurement du sous-sol, souvent médiocres, obligeant souvent à faire une cartographie en « pierres volantes » dans les labours. La reconnaissance a été encore plus délicate dans les zones de prairies, les nombreuses haies ralentissant le cheminement et la végétation masquant complètement le sous-sol. Cependant, le choix de saisons favorables (mars, avril, septembre et octobre) a permis d'utiliser au mieux les affleurements disponibles et de suivre de façon satisfaisante les niveaux repères mis en évidence, ainsi que les failles. En outre, près de 50 sondages à la tarière ont été effectués, le plus profond foncé à - 20 m.

En l'absence de noms de formations officiellement déposés selon les règles internationales définies par le « Code Hedberg », nous avons utilisé, comme sur les cartes géologiques voisines, les noms de formations employés par les géologues régionaux et répertoriés dans le « lexique des noms de formations » de la synthèse géologique du bassin de Paris (Mégnyien, 1980).

La population nous a réservé un excellent accueil et nous remercions, en particulier, toutes les personnes qui nous ont permis d'effectuer des sondages.

Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés

Par comparaison avec les levés géologiques antérieurs, la carte à 1/50 000 Sées est beaucoup plus précise et apporte des distinctions nouvelles.

D'un point de vue cartographique, les levés ont été complètement refaits, les contours étant suivis sur le terrain et calés par rapport au fond topographique IGN actuel. Les nouvelles distinctions concernent principalement le Paléozoïque, le Jurassique et les formations superficielles. Les alluvions anciennes étaient largement méconnues.

D'un point de vue stratigraphique, les formations sont calées, dans la mesure du possible, dans les échelles stratigraphiques adoptées à ce jour par la communauté scientifique internationale. Des études biostratigraphiques ont permis d'affiner certaines attributions.

D'un point de vue lithologique et pétrographique, la composition des différentes formations est précisée par des études pour certaines d'entre elles.

D'un point de vue structural, le tracé des accidents connus est précisé, et de nouveaux accidents ont été découverts et cartographiés.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Avant de décrire les formations paléozoïques affleurantes dans le massif d'Écouves, la rubrique suivante fera le bilan de nos connaissances sur les terrains protérozoïques et paléozoïques masqués par la couverture secondaire.

TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

Le socle armoricain s'enfoncé globalement vers le Nord-Est, sous la couverture secondaire. À l'aplomb de celle-ci, les seuls sondages qui l'atteignent sont localisés dans la partie occidentale de la feuille. Le pendage moyen de la surface du socle hercynien sous la couverture mésozoïque peut être évalué à 1 % environ. Ce pendage n'est cependant pas régulier, du fait de la disposition tectonique en panneaux inclinés.

Sous la couverture secondaire, la surface du socle est vraisemblablement très irrégulière. L'écueil de Chailloué (Bigot, 1926b) montre que les paléoreliefs de Grès armoricain se continuent vers l'Est sous le Mésozoïque. Autour de Chailloué, il est probable que les dénivelés de la surface post-hercynienne atteignent et dépassent encore la centaine de mètres. Si le toit du socle reste au-dessus de 100 m, et localement au-dessus de 150 m dans les campagnes de Sées et d'Argentan, il s'abaisse vraisemblablement à des cotes égales ou inférieures à 50 m, au centre de la feuille et dans le panneau abaissé au Sud de la faille de Courtomer.

Au Nord-Est de la carte, le calcul des épaisseurs du Callovien et du Bathonien permet de prévoir le toit du socle à une altitude inférieure ou égale à zéro. Selon des données géophysiques (Debéglia, 1980 ; et schéma structural en marge de la carte), le synclinorium de la zone bocaine se prolonge vraisemblablement sous la couverture secondaire, en direction du Merlerault, et induit certaines directions du réseau hydrographique.

TERRAINS AFFLEURANTS

Protérozoïque supérieur

∅b. **Briovérien. Grauwackes, siltites et schistes en alternances, altérés.** Les assises du Briovérien n'affleurent qu'en limite occidentale de la feuille, à Saint-Christophe-le-Jajolet, à la surface des champs. Elles y apparaissent sous forme de quelques fragments ou de plaquettes de grès ou de siltites durs, d'une teinte grise assez sombre, flottant sur un limon plus gris, plus rèche et plus argileux que les lœss. Les grès sont immatures, à texture subjointive et matrice argilo-silteuse assez abondante (10 à 30 %), riche en chlorite. La série briovérienne locale affleure plus largement sur la feuille voisine Argentan (Kuntz *et al.*, 1987) à laquelle nous renvoyons le lecteur pour plus de détails.

Paléozoïque

Cambrien

Les sédiments revouvrant la pénélaine cadomienne et recouverts par la surface de transgression infra-arénigienne à la base de la Formation du Grès armoricain, sont considérés d'âge cambro-trémadocien (Doré, 1972). Ces terrains constituent l'extrémité est du flanc nord du synclinal de Vrigny de la feuille Argentan (Kuntz *et al.*, 1987). Ils affleurent seulement sur la bordure centre-ouest de la feuille Sées. Dans la terminaison péri-anticlinale de la Bellière sous le bois l'Évêque, les épaisses coulées de solifluxion provenant du relief armé par le Grès armoricain masquent complètement les terrains d'âge cambro-trémadocien. De ce fait, la description de ces terrains cambro-trémadociens est fondée sur la cartographie de J. Gérard de la feuille Argentan (Kuntz *et al.*, 1987).

k1a. **Cambrien inférieur. Conglomérats.** Le relief de forme allongée au Sud-Ouest de la commune de Saint-Christophe-le-Jajolet est armé par la barre de conglomérats violacés. D'une épaisseur variable et inférieure à 20 m, ils sont constitués de galets de quartz, cornéenne, grauwacke et siltite cadomiens liés par un ciment arkosique, la taille maximale des galets étant de l'ordre du décimètre. Ces sédiments grossiers ont été transportés par un réseau torrentiel, tel que le suggèrent le fort indice d'éroulé et la morphoscopie à traces d'impact des galets. Ils représentent vraisemblablement le remplissage de dépressions de la pénélaine cadomienne par ces sédiments grossiers, lui conférant ainsi un aspect lenticulaire.

k1b. **Cambrien inférieur. Arkoses.** Les affleurements limités au Nord du château de Sassy et de qualité médiocre, ne permettent de reconnaître que certains termes de la succession lithologique surmontant les conglomérats de base. En se référant au flanc nord du synclinal de Vrigny, cette succes-

sion comprend des arkoses grossières pourprées, des arkoses fines interstratifiées avec des siltites violacées et vertes, puis des arkoses grossières roses au sommet.

k_{1c}. Cambrien inférieur. Schistes verts. Ces terrains affleurent sur une infime bande dans le flanc nord du synclinal de Vrigny et correspondent à des siltites vert olive interstratifiées avec des grès verdâtres et ocre.

Les schistes violets du même âge et les grès feldspathiques attribués au Cambrien moyen, ne sont pas affleurants sur cette feuille, bien qu'ils le soient sur la feuille voisine Argentan.

k_{1p}. Cambrien moyen ? Rhyolites ignimbritiques d'Écouves. Quoique leurs relations stratigraphiques avec les terrains sous- et sus-jacents ne soient pas exposées sur le territoire de cette feuille, les rhyolites ignimbritiques, une fois intégrées dans le canevas structural et stratigraphique du massif d'Écouves, représentent l'enregistrement d'une crise éruptive unique d'un volcanisme acide épanché dans une caldeira centrée approximativement sur la commune du Cercueil (Le Gall, 1993).

L'unique affleurement sur cette feuille est représenté par une roche porphyrique à quartz et feldspaths, non flammée, à texture vitroclastique non soudée ou faiblement tassée, telle celle reconnue par forage sous 26 m de couverture jurassique au Nord de la Petite-Mortrée (sondage 5-7 : x = 432,45, y = 1107,75 ; Doré *et al.*, 1977b).

Ordovicien

o2. Arénig. Grès armoricain : grès-quartzites. La transgression ordovicienne a entraîné la mise en place d'une plate-forme siliciclastique peu profonde sur l'ensemble du Massif armoricain, correspondant au démantèlement des reliefs cadomiens au Nord. L'unique barre massive de grès côtiers reconnue dans les parties les plus septentrionales du Massif armoricain (Cotentin en particulier) se dédouble vers le Sud (Anjou), à la faveur du développement d'un membre moyen à faciès plus fins de décantation déposés en domaine marin ouvert (Durand, 1985). La feuille Sées se localise dans une zone intermédiaire.

Les affleurements du Grès armoricain sur cette feuille sont de deux types :

- à l'Ouest, les barres continues correspondent respectivement à la terminaison du flanc nord du synclinal de la Coudraie (ou synclinal de Vrigny) et la terminaison péri-anticlinale à cœur briovérien isolant les synclinaux de Vrigny et de Sées ;
- un peu plus à l'Est, les écueils ont été progressivement recouverts par la transgression jurassique.

L'épaisseur du Grès armoricain apparaît comprise entre 300 et 500 m, comme sur la feuille Argentan (Kuntz *et al.*, 1989). Il se décompose comme suit.

Un microconglomérat d'une puissance décamétrique a enregistré la mise en place de la plate-forme sur laquelle des sables (ultérieurement cimentés en grès) se sont accumulés. Cette unité microconglomératique inférieure est plus visible immédiatement à l'Ouest de la feuille, sur le flanc nord du synclinal de Vrigny. Les grès-quartzites sus-jacents, localement plus feldspathiques, affleurent sous le château de Sassy et au Sud du haras de la Sauvagère sur la commune de Marmouillé. Des figures sédimentaires de type stratification en auge et sigmoïde suggèrent une mise en place sous des courants de forte énergie. Le microconglomérat et les grès-quartzites constituent le membre inférieur.

Le secteur de Chailloué montre une morphologie en escalier constituée d'une première barre appartenant au membre inférieur, suivie d'un léger replat morphologique largement recouvert d'argiles et blocs provenant de la barre armant le relief de Chailloué et appartenant au membre supérieur de la trilogie. Les roches supposées plus tendres, sous-jacentes de ce replat, peuvent selon toute vraisemblance être considérées comme équivalentes au membre moyen du Grès armoricain, sans pour cela être constituées de faciès pélitiques déposés en mer aussi ouverte que dans la région d'Angers.

La carrière de Chailloué offre une coupe de bonne qualité du membre supérieur de la formation. Quatre unités à stratonomie granocroissante pluridécamétrique enregistrent une dynamique sédimentaire progradante, successivement refoulée par des phases d'ennoiement assez brutales enregistrées par des sédiments à granulométrie plus fine. Ces quatre unités ou séquences comprennent :

– des grès-quartzites blancs disposés en bancs massifs d'une épaisseur constante de l'ordre du mètre ;

– une unité dont le caractère progradant est traduit par un passage de grès fins psammitiques à des grès grossiers où de nombreuses figures sédimentaires de type sigmoïde (tidal ?) à l'intérieur de bancs d'épaisseur métrique constante, sont localement recoupées par des chenalisations profondes, de puissance plurimétrique, remplies de grès grossiers à microconglomératiques disposés en auges, s'entrecoupant les unes les autres. Les grès du toit de cette unité sont globalement colorés en brun verdâtre par des phénomènes d'altération superficielle ;

– une troisième unité dont les termes sont constitués d'une alternance de siltites et grès fins d'aspect globalement blanchâtre, passant à des grès très propres disposés en bancs plurimétriques où s'observent localement des stratifications de type sigmoïde non affectées par des chenalisations, telles celles décrites dans l'unité sous-jacente ;

– une quatrième unité à sédiments globalement plus fins où siltites micacées verdâtres alternent avec des bancs de grès fins à moyens qui ont tendance à s'effiloche latéralement.

Le motif d'empilement de ces unités indique un approfondissement progressif, comme le démontre l'évolution des faciès sommitaux de ces séquences, c'est-à-dire des grès très grossiers chenalisés au sommet de la deuxième unité, puis des grès grossiers non chenalisés au toit de la troisième, puis des faciès hétérolithiques dans la quatrième unité.

03-4. Llanvirn–Llandeilo. Schistes du Pissot : argiles noires micacées. L'appellation ancienne de ces schistes est « Schistes à Calymènes », fondée sur les occurrences fréquentes de trilobites, quoique la littérature n'en précise pas de site fossilifère sur cette feuille. Le terme « marnat » est couramment utilisé par les habitants.

En dépit de l'absence d'un contrôle biostratigraphique précis, il apparaît vraisemblable d'envisager un passage graduel du Grès armoricain aux Schistes du Pissot puisqu'un forage à objectif carrier, situé immédiatement au Nord de la carrière de Chailloué, indique une diminution progressive des grès à la faveur des siltites-psammites, puis des argilites (comm. pers.).

Les meilleurs affleurements sur cette feuille sont localisés à l'Abbé sur la commune de Macé, quoiqu'ils y soient très affectés par la tectonique et localement peuvent y être qualifiés de mylonites. En effet, les colluvions dérivant des crêtes armées par le Grès armoricain masquent une bonne partie de la formation sur la feuille Sées, alors que sur les feuilles voisines, cette formation a pu être observée et décrite avec précision. Elle y est constituée d'argiles noires plus ou moins micacées et bioturbées selon les niveaux la constituant. Sa puissance varie entre 40 m dans le massif de la Perseigne et environ 200 m dans le massif d'Écouves (Dassibat *et al.*, 1982 ; Doré *et al.*, 1977c ; Kuntz *et al.*, 1989). L'illite, et la chlorite à moindre titre, constituent les minéraux argileux les plus caractéristiques des Schistes du Pissot.

04-5. Llandeilo–Caradoc. Grès de May : grès bigarrés, siltites et argiles micacées brunâtres. Un retour à une sédimentation sableuse s'établit de nouveau sur la région, en possible continuité stratigraphique avec les Schistes du Pissot. D'une épaisseur évaluée à 300 m, le Grès de May constitue une barre morphologique armant les reliefs situés entre les crêtes de Grès armoricain et les dépressions associées au cœur schisteux des synclinaux de Vrigny et de Sées.

Le Grès de May montre une succession de grès moyens, quartzites assez massifs, bigarrés gris clair, rose à rouge sanguin, à la base, passant à des grès micacés de granulométrie inférieure, souvent verdâtres, interstratifiés avec des siltites et des argiles micacées de teinte gris-vert à

brunâtre. Zircon, rutile et tourmaline constituent le cortège des minéraux lourds, ainsi que l'anatase et le sphène à moindre titre (Dassibat *et al.*, 1982). Certains niveaux riches en oolites ferrugineuses ont été soumis à une exploitation à ciel ouvert de faible envergure dans la vallée de la Thouane à Blanchelande, sur la commune de Montmerrei.

La Thouane a creusé sa vallée dans cette barre de grès à la faveur d'une fracturation associée à une zone de cisaillement dextre orientée N20°, direction structurale fréquemment rencontrée dans le Massif armoricain (Robardet, 1977). Encore dans cette vallée, un gisement fossilifère a été signalé et permis la découverte de trilobites (*Calymenella*), de lamelli-branches (*Modiolopsis*) et de brachiopodes (orthidés) (Kuntz *et al.*, 1989).

05. Caradoc inférieur. Schistes du Pont-de-Caen : argiles sombres. Les Schistes du Pont-de-Caen sont constitués d'argiles très sombres et massives d'une épaisseur totale estimée à 100 m. Ils sont souvent masqués, car ils subissent fréquemment une forte altération de surface sur plusieurs mètres. Les minéraux argileux les composant sont caractérisés par une fraction d'illite dominante (2/3) et de chlorite (1/3). Quelques niveaux à oolites ferrugineuses ont suscité une prospection minière au cours de la première guerre mondiale. Un de ces niveaux est affleurant immédiatement au Sud de la feuille, à Saint-Hilaire-la-Gérard (Doré *et al.*, 1977c).

Un gisement fossilifère de trilobites (*Trinucleus*) est signalé dans la littérature (Graindor et Roblot, 1963) au lieu-dit le Bourg-Lorel à Montmerrei. Leur contenu en trilobites leur a conféré le nom « Schistes à *Trinucleus* » utilisé par les anciens auteurs.

Aucune formation d'âge asghillien n'a été identifiée sur le territoire de la feuille, que ce soit des lentilles calcaires (cf. Calcaire des Vaux, 1/50 000 Alençon : Doré *et al.*, 1981 ; Hommey et Canel, 1901) ou des grès (cf. Grès culminant, 1/50 000 La Ferté-Macé : Doré *et al.*, 1977c). Les Schistes du Pont-de-Caen apparaissent directement recouverts par les ampélites siluriennes.

Silurien

s1-4. Llandovery à post-Ludlow. Schistes fins plus ou moins ampélitiques. La série ampélitique occupe le cœur du synclinal de Sées. Constituée d'ampélites noires généralement altérées en argiles bariolées, parfois de teinte rose, sur plusieurs mètres, et de schistes et quartzites noirs. Une surcharge indique sur la carte les sites où cette formation est observée, non altérée ou reconnue par sondage. La limite cartographique entre cette formation et les Schistes du Pont-de-Caen est incertaine. L'illite, la chlorite, la rectorite et la pyrophyllite forment le cortège des minéraux argileux les constituant, la pyrophyllite caractérisant régionalement la

paragenèse argileuse de la sédimentation siluro-dévonienne (Le Gall, 1993).

Mésozoïque

Jurassique

La série jurassique débute ici par des formations attribuées au Lias, recouvrant directement le socle hercynien. Les mouvements épigéniques connus à la limite Jurassique/Crétacé, associés à la crise cimmérienne, ont permis la troncature de la série jurassique recouverte par la transgression albienne. Ainsi, au Nord-Est de la carte, la Glauconie de base de l'Albien repose sur les assises de l'Oxfordien supérieur et à l'Ouest sur les couches du Callovien moyen, voire du Callovien inférieur. Marine, la série jurassique locale comprend trois grands ensembles correspondant à trois épisodes principaux de la sédimentation du Dogger et du Malm en Basse-Normandie ; de bas en haut :

- des calcaires de plate-forme du Bajocien au Bathonien supérieur, reposant sur une couche mince et discontinue de sables et argiles attribués au Lias ;
- une série marneuse à intercalations de calcaires silteux, parfois ferrugineux, d'âge callovien à oxfordien inférieur ;
- des calcaires de plate-forme de la fin de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien supérieur.

Lias

15-7. **Pliensbachien à Toarcien probable. Argiles silteuses grises et sables siliceux, localement ligniteux (Sables d'Aunou-sur-Orne).** Au Sud de la feuille, entre Montmerrei et Sées, affleurent à la base de la série jurassique des sables et des argiles. À l'Ouest de Belfonds, à l'hippodrome des haras de la Philippière, affleuraient, un peu soliflués sous une couverture résiduelle de calcaires bathoniens, des sables jaune-ocre, fins, riches en croûtes et nodules ferrugineux, épais de 2 m au maximum. À leur base, un cailloutis à épaisseur dilatée jusqu'à 0,50 m dans les poches de solifluxion, comprend des éléments de quartz et de quartzite en graviers subanguleux, avec quelques galets, certains arrondis, avec une taille maximale de 7 cm. Ce cailloutis recouvre les schistes ampélitiques du Silurien, directement ou par l'intermédiaire d'une argile grise (épaisseur maximale 0,30 m), légèrement psammitique et très pure. À l'Ouest des haras, les schistes ampélitiques présentent une coloration rosée attribuée à une altération particulière avant le dépôt des terrains liasiques.

Dans les sondages des environs de Sées, des niveaux sableux recouvrent les schistes siluriens. Les épaisseurs (0,6 à 20 m) et les successions sont très variables et l'interprétation apparaît d'autant plus délicate que le

Bathonien de la région Sées-Alençon débute souvent par des niveaux sableux à débris ligniteux (Rioult, *in* Dassibat *et al.*, 1982). Donnons en exemple quelques coupes de sondages :

- 6-1 2,5 m de marne sableuse gris-noir ;
- 6-3 0,6 m de marne sableuse grise à niveaux de calcaire sableux brun ;
- 6-13 20 m environ de sable quartzeux et de calcaire sableux avec quelques niveaux de lignite ;
- 7-8 5 m de grès micacé gris clair à ciment calcaire.

Plus à l'Est, la coupe du sondage 8-12 est plus précise ; de haut en bas :

- 0,20 m : sable calcaire à passées oolitiques cimentées par des oxydes de fer ;

- 0,30 m : petite couche de lignite ;
- 0,50 m : sable calcaire avec gypse et pyrite ;
- 2,00 m : lignite ;
- 2,50 m : alternance de calcaire oolitique marron et de lignite.

À Sévilly, à l'Est de Sées, les lignites contiennent des prêles (*Equisetum hommeyi* ; Bigot, 1942 ; Bigot et Hommey, 1926). Le premier auteur assimilait les Sables d'Aunou (« sables de la source de l'Orne ») à la base du Bathonien, mais M. Rioult (1967, 1968) note et souligne leurs affinités minéralogiques, sédimentologiques et paléontologiques avec les faciès sableux du Pliensbachien-Toarcien des secteurs d'Écouché-Athis, au Nord-Ouest et de Saint-Rémy-du-Plain au Sud. Seule, une étude biostratigraphique fine de ces matériaux pourrait préciser leur âge.

Les Sables d'Aunou ne sont pas connus au Nord des campagnes de Sées et de Mortrée. Au Sud-Est d'Argentan, les calcaires bajociens ?-bathoniens revouvrent directement les schistes briovériens altérés (sondage 1-20), mais à Juvigny-sur-Orne (sondage 1-21), le Briovérien altéré est recouvert par 12,5 m de marnes noires à bancs calcaires, attribuées, par leur faciès, au Lias. À Saint-Germain-de-Clairefeuille, ils surmontent un minimum de 4 m de « marne marron » (sondage 3-9), ou 5 m de marne grise à noire (sondage 3-8).

Bajocien(?)–Bathonien

La série calcaire du Bajocien (?)–Bathonien a une soixantaine de mètres d'épaisseur dans la boutonnière du Merlerault. Vers le Sud, elle se réduit à une trentaine de mètres aux environs de Sées et à moins de 30 m dans le secteur de Courtomer. Elle s'amenuise encore, jusqu'à la lacune complète, au droit de certains paléo-écueils de grès paléozoïques (Chailloué). La dureté des calcaires bathoniens est très variable. Ils sont fréquemment meubles avec des niveaux durs dont l'épaisseur est généralement inférieure au mètre. Les tests d'organismes étant généralement brisés, la récolte de fossiles stratigraphiques est rare ; les subdivisions cartographiques de cet

Étages		Zones d'ammonites	Basse vallée de l'Orne	1/50 000 Vimoutiers N 1/50 000 Sées	1/50 000 Argentan W 1/50 000 Sées	1/50 000 Sées centre et Sud	1/50 000 Alençon	
BATHONIEN	SUPÉRIEUR	Discus	Argiles de Lion-sur-Mer		Caillasse de Montcel (discontinue)		Marnes de Bourg-le-Roi	
		Hollandi	Calcaire de Langrune	Calcaire d'Argentan				
			Caillasse de Belle-Écarde	Caillasse de Chambois	Caillasse de Belle-Eau	?	Caillasse du Fourneau	
		Oppeli	Caillasse à céphalopodes					
		Waageni	Calcaire de Ranville	Calcaire de Fel				
		Hodsoni	Caillasse de Blainville	Caillasse d'Aubry-en-Exmes				
	MOYEN	Wagniceras	Calcaire de Blainville	Calcaire oolitique de Bon-Mesnil	Calcaire oolitique de Sarceaux	Calcaire de Valframbert		
		Morrisi - Subcontractus	Caillasse de Carpiquet	Caillasse de Sainte-Eugénie				
		Progracilis	Calcaire de Creully	Calcaire à pelletoides		?		
	INFÉRIEUR	Tenuiplicatus	Calcaire de Caen	Calcaire de Bailleul	Calcaire d'Écouché	Lacune ou épaisseur réduite		Calcaire gréseux bioturbé
		Zigzag						Calcaire oolitique de Damigny
	BAJOCIEN SUPÉRIEUR	Parkinsoni	Calcaire à spongiaires					
Garantiana		Oolite ferrugineuse de Bayeux (p.p.)	Calcaire à <i>Acanthothis spinosa</i>					

En barré oblique : lacunes

Tableau 1 - Stratigraphie du Bathonien de la feuille à 1/50 000 Sées et des régions voisines (d'après Rioult et al., 1990, adapté)

ensemble sont donc essentiellement fondées sur des critères lithologiques ; elles ont été assimilées aux formations distinguées sur les feuilles voisines lorsqu'elles se présentent en continuité avec elles, sans exclure un éventuel diachronisme.

Le Bathonien moyen comprend deux formations passant latéralement de l'une à l'autre : le Calcaire de Sarceaux, oolitique, s'amincissant sur sa partie supérieure, à l'Est de Mortrée, au profit du Calcaire sublithographique de Valframbert (tabl. 1).

Le Bathonien supérieur est représenté, sur une épaisseur très variable (1 à 15 m), par des calcaires grenus jaunâtres à débit en plaquettes, dans lesquels s'intercalent des faciès très grossiers (type Calcaire d'Argentan).

j2bS. Bathonien moyen (Bajocien supérieur possible à la base). Calcaire de Sarceaux à oolites et pellesoïdes, calcaire bioclastique à la base. Cette unité cartographique comprend principalement le Calcaire de Sarceaux, défini sur la feuille Argentan (Fily, 1980 ; Rioult, *in* Kuntz *et al.*, 1989). Ce calcaire est une roche de teinte jaune clair à blanchâtre à l'affleurement, grise en sondage, meuble à dure, généralement riche en oolites, granules sphériques à zonation concentrique, de taille voisine du millimètre. Le Calcaire de Sarceaux affleure principalement à l'Est d'Argentan et au Nord de Montmerrei. Son épaisseur est voisine d'une trentaine de mètres. À sa base, aux alentours de Mortrée, l'unité j2bS, comprend des faciès bioclastiques, plus grossiers que le Calcaire de Sarceaux, dont l'âge pourrait remonter jusqu'au Bajocien supérieur (cf. l'unité cartographique j1c de la carte à 1/50 000 Argentan). Ils paraissent peu épais (quelques mètres au plus). Au Sud de Mortrée, ces faciès bioclastiques ont souvent une teinte gris brunâtre.

Dans la partie occidentale de la carte, quelques sondages (Juvigny-sur-Orne : 1-21, Aunou-le-Faucon : 1-22, Marcei : 5-11) ont traversé une succession plus complète, avec à la base un calcaire gris argileux (5 à 7 m) rapporté au Bajocien, surmonté par un calcaire gris coquillier à silex assimilé au Calcaire d'Écouché défini sur la feuille à 1/50 000 Argentan (Kuntz *et al.*, 1989). Ce calcaire à silex aurait 13,5 m dans le sondage 1-22 et 26 m dans le sondage 5-11. Dans les sondages 1-21 et 1-22, il est recouvert par 6 m de calcaire beige fin à bryozoaires, surmonté par les faciès oolitiques typiques du Calcaire de Sarceaux.

L'unité j2bS peut recouvrir directement le socle hercynien, avec souvent un niveau riche en galets de grès paléozoïque à la base (sondages 1-20 et 5-7). De tels galets peuvent aussi se rencontrer à d'autres niveaux, par exemple à 10 m de la base dans le sondage 5-7. Le Calcaire de Sarceaux se termine par une surface durcie et perforée. Vers le Nord-Est, il passe latéralement au Calcaire de Bon-Ménil (1/50 000 Vimoutiers).

En l'absence de sondages carottés et d'affleurements significatifs, les couches qui constituent le Calcaire de Sarceaux ne sont pas connues ici dans le détail. Les faciès oolitiques apparaissent moins développés qu'à l'Ouest et au Sud-Ouest d'Argentan, en particulier dans les parties moyenne et inférieure de la formation. En allant vers l'Est, les faciès fins « boueux », riches en pellesoïdes, prennent de l'importance. On y observe aussi des passées riches en menus bioclastes. Entre Argentan et Mortrée, les diagraphies gamma des sondages révèlent un passage de calcaire argileux, épais de 2 à 4 m, une dizaine de mètres au-dessus de la base du calcaire. Dans les sondages 1-18 et 5-11 qui recoupent toute la formation, ces calcaires argileux sont surmontés par une quinzaine de mètres de calcaire plus franc, coiffé par 5 à 6 m de calcaires argileux pouvant correspondre à la Caillasse de Belle-Eau (Riout, *in* Kuntz *et al.*, 1989).

Selon le contexte régional, le Calcaire de Sarceaux est rattaché (Riout et Fily, 1975 ; Riout *et al.*, 1991) à la partie supérieure du Bathonien moyen (Zone à Wagniceras). Le Calcaire de Sarceaux ne constituant que les parties moyenne et supérieure de l'unité j2bS, la partie inférieure de celle-ci peut avoir un âge plus ancien et peut comprendre la partie médiane du Bathonien moyen (passage latéral au Calcaire de Valframbert) et même des niveaux plus anciens, puisque nous y avons compris les faciès bioclastiques recouvrant des sables d'âge liasique possible (15-7).

j2bV. Bathonien moyen. Calcaire sublithographique de Valframbert. Défini sur la feuille voisine Alençon (Fily, 1980 ; Riout, *in* Dassibat *et al.*, 1982), le Calcaire de Valframbert est principalement constitué par un calcaire blanc à grain fin, dur, à cassure conchoïdale. Il comprend des passées plus tendres, à consistance parfois marneuse, et des intercalations de calcaires grenus à menus débris coquilliers. Il affleure en carrière au Sud-Ouest de Nonant-le-Pin (près du carrefour coté 196), au Nord de Trémont, à Saint-Germain-le-Vieux (Fily, 1975) et à Courtomer (Fily et Riout, 1976), ainsi que dans la tranchée de la N 138, à l'Ouest de Sées.

En prenant seulement en compte la masse calcaire où le faciès sublithographique est abondant à prédominant, le Calcaire de Valframbert a une épaisseur comprise entre 10 et 20 m : 10 à 16 m aux environs de Sées, 20 m à Saint-Germain-de-Clairefeuille, 24 m à Gaprée (sondage 8-12). Les calcaires sous-jacents, bioclastiques, à pellesoïdes ou oolitiques, sous la campagne de Sées avec une puissance d'une dizaine de mètres, sont plus épais (25 m) à Saint-Germain-de-Clairefeuille où ils sont crayeux, à oolites éparses et micritisées. Ils sont inexistantes à Gaprée où tout le Bathonien moyen peut être rapporté au Calcaire de Valframbert.

Le Calcaire de Valframbert se présente en bancs épais de 0,40 à 1 m, parfois plus, généralement plus durs et plus compacts dans leur partie supérieure, terminés par une surface durcie et perforée. À l'intérieur des bancs, la stratification est peu marquée ; elle est plus apparente et souvent

oblique dans les faciès les plus grossiers. L'organisation est séquentielle, à tendance régressive : « Chaque séquence mineure commence par un mudstone argileux, se poursuit par un packstone, puis un grainstone, se terminant par une surface de micritisation. » (Fily, 1980). Dans la partie inférieure de la formation, la base des bancs peut être sableuse et renferme parfois des traces végétales (débris ligniteux et racines).

Au microscope, les faciès prédominants sont des micrites et des calcaires à pellesoïdes, petits éléments arrondis ou agrégats de micrite jointifs à coalescents (wackestone à mudstone). Certains niveaux sont riches en oncolites. Les faciès grenus contiennent en abondance de petits bioclastes roulés, souvent micritisés, cimentés par de la sparite (grainstone).

Le Calcaire de Valframbert renferme une faune de mollusques : nérinées, bivalves, brachiopodes et quelques polypiers, oursins, foraminifères, ostracodes, algues calcaires. Les brachiopodes (*Burmihynchia turgida*, *Rhynchonelloidella elegantula*, *Epithyris oxonica*) et le contexte régional (Riout et Fily, 1975 ; Riout *et al.*, 1991) le placent dans le Bathonien moyen (zones à *Subcontractus* et *Morrisi*). C'est un dépôt d'eau calme ou légèrement agitée, en conditions infratidales à supratidales, de mer peu profonde et chaude, avec des périodes d'émersion. La tendance est régressive (Fily, 1989). Il se termine par une surface durcie perforée et souvent ferruginisée.

j2c. Bathonien supérieur indifférencié. Calcaires finement grenus à pellesoïdes et petits bioclastes roulés. Ces calcaires jaunâtres, à débit en plaquettes de l'épaisseur d'une grosse tuile, ont un faciès assez constant. Une ancienne carrière, à l'extrémité occidentale de la forêt de Petite-Gouffern, les recoupe entre le Calcaire d'Argentan et les marnes et calcaires du Callovien inférieur. En effet, à l'Est de la campagne d'Argentan, ils forment une couverture discontinue au-dessus du Calcaire d'Argentan. Plus à l'Est (boutonnière du Merlerault, campagne de Sées), ils entourent les lentilles de calcaire grossier, dépôts de barres ou dunes hydrauliques, ce qui explique leur grande variation d'épaisseur.

Ce sont d'anciennes calcarénites plus ou moins calibrées (taille moyenne des grains 0,3 à 0,5 mm), à éléments généralement très roulés et ciment de sparite souvent en mosaïque assez fine. Habituellement jointifs (grainstone), les éléments prédominants sont des pellesoïdes, dont certains proviennent de la micritisation de menus débris coquilliers. Ils peuvent présenter des parties meubles. Les calcaires j2c se terminent généralement par une surface durcie et perforée. Généralement subhorizontale, leur stratification peut être localement oblique, mais avec des feuillets plus minces et moins pentés que ceux du Calcaire d'Argentan.

j2cA. Bathonien supérieur. Calcaires grossiers bioclastiques (faciès Calcaire d'Argentan). Meubles à consolidés, à stratification oblique, ces

calcaires sont essentiellement constitués par des débris coquilliers, en particulier de bryozoaires. Localement très appréciés pour leur perméabilité (encaissement de chemins ruraux et de pistes de chevaux), ils affleurent dans de nombreuses carrières, souvent de dimension artisanale et rebouchées après un seul usage (Est d'Argentan, Saint-Germain-de-Clairefeuille, Courtomer). L'épaisseur du Calcaire d'Argentan est très variable et atteint, au maximum une dizaine de mètres (représenté seulement par des blocs remaniés à la base du Callovien à Sées ; 7 à 8 m à Courtomer). Généralement épais de 0,3 à 0,8 m, les feuillets de stratification peuvent être très obliques (jusqu'à 30°).

Sur la bordure occidentale de la carte, les faciès j2cA appartiennent au corps sédimentaire principal du Calcaire d'Argentan défini par G. Fily (1980) et finement décrit par M. Rioult (*in* Kuntz *et al.*, 1989). Les calcirudites y sont fréquentes, la taille des débris atteignant et dépassant fréquemment 5 mm. Au Sud d'Argentan, dans les carrières de Belle-Eau (en lisière de la carte, à l'Ouest de la Maladrerie), M. Rioult (*in* Kuntz *et al.*, 1989) a décrit, à la base du Calcaire d'Argentan, une mince formation (épaisseur maximale : 1,50 m) constituée de marne brune et de calcaire bioclastique bioturbé. Dénommée « Caillasse de Belle-Eau », cette formation renferme la rhynchonelle *Goniorhynchia boueti*, indicative de la Zone à Hollandi. On observe également des calcaires à grain fin (Sud de la Maladrerie et en contrebas du Vieux-Bourg, au Nord-Ouest de Montmerrei) à gros fragments de bivalves, à la base du Calcaire d'Argentan. Outre les bryozoaires, le Calcaire d'Argentan renferme des brachiopodes, des lamellibranches (*Lopha*, *Eudesia*) et localement (Courtomer) des empreintes végétales (Fily, 1975).

Localement, à la base du Calcaire d'Argentan s'intercale un conglomérat à galets de grès ordovicien (Bigot, 1938). Ce conglomérat est particulièrement bien développé dans la carrière de Saint-Germain-le-Vieux (Fily, 1975) où son épaisseur varie entre 0,5 et 2 m. Très roulés, les galets de grès (longueur moyenne : 5 cm ; longueur maximale : 20 cm) sont cimentés par un calcaire à débris coquilliers roulés (intrasparite à bioclastes micritisés) : crinoïdes, oursins, gastéropodes, foraminifères. Les dimensions des galets paléozoïques indiquent la proximité vraisemblable d'un paléocéuil.

Le Bathonien terminal (Sous-zone à Discus), connu au Nord d'Argentan avec un faciès de marnes et de calcaire noduleux à assemblage de brachiopodes caractéristique, a été identifié au Nord-Est de Saint-Loyer-des-Champs (Tercey, le Montcel : Marnes du Montcel ; Kuntz *et al.*, 1989). Ce niveau est discontinu et manque au Nord-Est de la forêt de Grande-Gouffern, dans la boutonnière du Merlerault et dans la Campagne de Sées.

JE. Faciès de bordure ou de couverture des écueils de grès paléozoïques : calcaires bioclastiques, oncolitiques et oolitiques ou à polypiers. À proximité ou en couverture des rochers de Grès armoricain, les assises du Bathonien présentent souvent des faciès particuliers, oolitiques et bioclastiques grossiers, de haute énergie (Riout, 1985). Aux confins des communes de Montmerrei et Marcei (secteur du Vieux-Bourg), des faciès oolitiques, oncolitiques, bioclastiques et à polypiers sont les témoins de la permanence, au Bathonien supérieur, d'un haut-fond au droit d'une barre de Grès armoricain dont les affleurements de la Petite-Mortrée montrent la prolongation vers l'Est.

Callovien à Oxfordien inférieur

De lithologie très monotone, la série essentiellement marneuse callovo-oxfordienne ne donne que des affleurements limités, dispersés et de médiocre qualité. Elle présente des intercalations calcaires dures, pour la plupart discontinues et, à l'exception d'un niveau ferrugineux marquant approximativement la limite Callovien/Oxfordien, leur faciès est trop peu différencié pour en faire des niveaux repères. Les faunes d'ammonites et surtout les brachiopodes (zonation de Alméras *et al.*, 1990), beaucoup plus abondants, donnent les meilleurs repères et permettent, en particulier, de bien suivre la partie supérieure du Callovien moyen. Dominée par les foraminifères benthiques, principalement par des arénacés (*Ammobaculites coprolithiformis*), la microfaune comprend quelques ostracodes dont la répartition stratigraphique est trop large pour subdiviser la série : *Nophrecythere cruciata* (subsp. *intermedia* et *cruciata*), *N. caesa costata*, *Praeschuleridea caudata*. Constituée principalement de pollens de conifères (*Classopolis*), et de spores de ptéridophytes, la microflore comprend quelques kystes de dinoflagellés dont une espèce caractéristique de l'Oxfordien inférieur (*Systematophora areolata*).

La série marneuse callovo-oxfordienne n'a pas été complètement traversée en sondage. Son épaisseur ne peut donc être évaluée qu'à l'aide de coupes partielles et de sa disposition cartographique. Vers l'Ouest, elle est tronquée par érosion et recouverte en discordance par la Glauconie de base (Albien moyen à Cénomaniens basal). Son épaisseur ne dépasse guère une vingtaine de mètres en forêt de Grande-Gouffern ; à Nonant-le-Pin, d'après le sondage 3-11, elle atteint au moins 90 m et dépasse peut-être 120 m à Courtomer.

Dans la région, seule la partie sommitale de la série a été étudiée récemment (Dugué, 1989 ; Féray, 1959 ; Riout, 1980b,c). Pour sa partie inférieure et moyenne, les coupes de référence sont encore celles de E. Eudes-Deslongchamps (1859), aux environs d'Argentan. Plus au Sud, M. Riout (*in* Dassibat *et al.*, 1982) en donne une description détaillée.

Quel que soit leur niveau, toutes les marnes callovo-oxfordiennes, grises en profondeur, sont généralement altérées en surface et prennent des teintes beige, brun clair à ocre. L'altération, peu profonde sur les assises inférieures, peut dépasser 4 m sur les faciès silteux et sableux du sommet du Callovien inférieur et du Callovien supérieur. Dans les bas-fonds et en bas de versant, l'altération est hydromorphe (faciès pseudogley et gley).

La composition minéralogique de la fraction argileuse des marnes callovo-oxfordiennes est assez homogène. Elles comprennent des interstratifiés irréguliers illite-smectite, de l'illite et de la kaolinite en quantités sensiblement égales (Dugué, 1989 ; Poisson, 1962). La teneur en carbonates varie de 10-20 % dans les faciès les plus silto-argileux à 80-90 % dans les niveaux calcaires.

j3a. Callovien basal carbonaté (Cornbrash supérieur *auct.*). Au Nord-Est de Sées (route du Perchet à Fresneaux), et en particulier sur un haut-fond probable au Sud de Gaprée, au-dessus des calcaires j2c ou directement sur le Calcaire de Valframbert, affleurent des calcaires bioclastiques plus grossiers, souvent ocreux, à ciment sparitique ou micritique. Ils sont fréquemment ferrugineux (Perchet, au Nord-Est de Sées). Là, ils ont livré un *Macrocephalites* qui leur confère un âge callovien. Les anciens auteurs (Bigot, 1908, 1942 ; Bizet, 1885 ; Hommey et Canel, 1901) les ont assimilés au Cornbrash supérieur anglais.

Ces calcaires bioclastiques jalonnent probablement des hauts-fonds où la sédimentation de plate-forme s'est maintenue jusqu'au Callovien. Dans la tranchée du chemin de fer à l'Ouest de Sées, a été identifiée une faunule variée de gastropodes, de bivalves et d'oursins (Hommey et Canel, 1901).

j3a-b. Callovien inférieur à Callovien moyen (partie inférieure). Marnes silteuses à intercalations calcaires. Lithologiquement caractérisée par une alternance, en bancs souvent peu épais, de marnes silteuses et de calcaires argileux et silteux, cette unité cartographique affleure selon une large bande, allant de l'Ouest de la forêt de Grande-Gouffern jusqu'à Courtomer, au Nord de la boutonnière du Merlerault et, au Nord de la carte, entre Fougy et Exmes. Elle forme une molle cuesta entre les plaines où affleurent les calcaires du Bathonien et les replats façonnés sur les couches supérieures du Callovien moyen. D'après les sondages et la disposition cartographique, l'épaisseur serait voisine de 35 m (34 m dans le sondage 8-14 ; probablement moins à l'Ouest des forêts de Gouffern vers la marge armoricaine, et plus vers le Nord-Est de la feuille, zone à plus forte subsidence).

Assez argileuses à la base (proportion silt/argile voisine de 50 %), les marnes deviennent très silteuses dans le haut de la série, avec quelques passées finement sableuses. En couches de 0,20 à 2 m (médiane 0,40 m), elles comptent pour 65 à 80 % de la masse de l'unité. Épais de 0,05 à

0,25 m (médiane 0,15 m), exceptionnellement plus épais (maximum observé 1,40 m), les bancs calcaires ont un grain fin et contiennent fréquemment des brachiopodes. La présence de traces de bioturbation et de grosses pholades trapues pourrait être l'indice d'arrêts de sédimentation après le dépôt des bancs calcaires, l'alternance marne-calcaire représentant une certaine rythmicité de la sédimentation.

Au Nord-Est d'Argentan, le Callovien débute avec des argiles bleutées plastiques, épaisses de quelques mètres (Argiles de Crennes ou du Petit-Tellier ; Kuntz *et al.*, 1989), correspondant au faciès du Cornbrash supérieur (Zone à *Macrocephalus*). Ces argiles existent donc dans l'angle nord-ouest de la feuille, mais sont absentes sur la majeure partie de la carte où les calcaires du Bathonien ou du Cornbrash supérieur sont directement recouverts par une alternance de marnes et de calcaires (épaisseur 10 à 15 m), à faune de brachiopodes indiquant la seconde zone d'ammonites du Callovien (Zone à Koenigi). Assez abondante, cette faune où prédominent des espèces de petite taille, comprend principalement les rhynchonelles *Lotharingella leedsi*, *Torquirhynchia torquata* et *Septaliphoria mourdoni*, et plus rarement la térébratule *Caryona surensis*, localisée à la Zone à Koenigi (tabl. 2), accompagnant *Caryona balinensis*, *Terebratula subcanaliculata* et *Rhynchonelloidella spathica*. Peu abondantes, les ammonites appartiennent principalement aux genres *Macrocephalites*, *Choffatia* et *Proplanulites*. Les alternances marnes-calcaires de la Zone à Koenigi peuvent être qualifiées de Membre à *Lotharingella leedsi*, partie inférieure du Calcaire marneux d'Almenêches (Féray, 1959), ou mieux, Marnes d'Almenêches.

La partie médiane de l'unité, assez épaisse, est très peu fossilifère et comprend des couches de marnes assez puissantes (2 m).

Les bancs calcaires de la partie supérieure des Marnes d'Almenêches, au contraire, livrent une abondante faune de brachiopodes constituée principalement par la rhynchonelle *Septaliphoria orbignyana*, aux ailes assez larges (appelée « poulette » par les agriculteurs), les térébratules *Caryona saemanni* et *Ornithella umbonella* (petites formes), auxquelles s'ajoutent dans la moitié des gisements quelques *Torquirhynchia royeriana*. Cette association est caractéristique de la première zone d'ammonite du Callovien moyen (Zone à Jason). L'indice *Kosmoceras jason* n'a pas été récolté lors des levés, mais il est cité par E. Eudes-Deslongchamps (1859) dans la région d'Exmes. *Cadoceras modiolare*, du sommet du Callovien inférieur, a été récolté à la base de ces bancs, mais les ammonites les plus fréquentes sont des *Reineckeia* cf. *anceps*, généralement mal conservés. Les huîtres peuvent être assez abondantes, avec principalement des *Lopharustica* et de petites formes de *Gryphaea bilobissa* (4 à 5 cm de largeur).

	Zones d'ammonites (Thierry <i>et al.</i> , 1991)	Zones de brachiopodes (Almeras <i>et al.</i> , 1990)	Associations de brachiopodes significatives, récoltées sur la feuille 1/50 000 Sées	Formations identifiées sur le 1/50 000 Sées			Mortagne Nord de la Sarthe
				Nord-Ouest	Centre (N de Sées)	Est (Le Merlerault)	
SUPÉRIEUR	Lamberti	<i>Armasithyris dreyfussi</i>					Assise des Carreaux
	Athleta						
MOYEN	Coronatum	<i>Septaliphoria orbignyana</i> et <i>Dorsoplicathyris dorsoplicata</i>	<i>Dictyothyris trigeri</i> <i>Ivanoviella oxoniensis</i>	Couches à <i>Coronatum</i> et <i>Ivanoviella oxoniensis</i>			Callovien rouge
	Jason		<i>Septaliphoria orbignyana</i> <i>Torquirhynchia royeriana</i>				
INFÉRIEUR	Calloviense	<i>Rhynchonelloidella spathica</i>	<i>Septaliphoria mourdoni</i> <i>Caryona surensis</i> <i>Lotharingella leedsii</i> <i>Zeilleria biappendiculata</i>	Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern	Marnes d'Almenèches à intercalations calcaires	Assise <i>S. orbignyana</i>	Argiles
	Koenigi					Assise peu fossilifère	
	Herveyi					Assise à <i>Lotharingella leedsii</i>	
				Marnes du Petit- Tellier	Lacune probable		
					Calcaire ferrugineux du Cornbrash supérieur		

Tableau 2 - Stratigraphie du Callovien de la feuille à 1/50 000 Sées

j3aC. Callovien inférieur. Poudingue et Calcaire de Chailloué. Sous une couverture de marnes à brachiopodes du Callovien moyen, l'écueil en Grès armoricain de Chailloué est flanqué dans sa partie sud-est par une formation carbonatée. Visible sur 6 m en 1994, sur le front de la carrière, ce calcaire s'épaissit vers le Sud-Est, la surface d'abrasion de l'écueil s'approfondissant. Il contient des galets et blocs roulés de Grès armoricain, irrégulièrement répartis. À sa base, les blocs, localement très gros, peuvent atteindre 1 m de diamètre et sont dans les dépressions suffisamment abondants pour être désignés sous le vocable de « Poudingue de Chailloué » (Blavier, 1842 ; Fily, 1980). À la base, au sommet ou dans sa masse, ce calcaire est souvent altéré, les blocs et galets étant alors emballés dans un matériau décalcifié argilo-sableux jaune sale à brun ou rouge, riche en argile kaolinique (Fily, 1980).

Le Calcaire de Chailloué est constitué par une accumulation de débris de crinoïdes et d'échinides souvent micritisés, à ciment sparitique avec des fragments de quartzite épars.

L'existence de conglomérats à la base des témoins de Bathonien sur les écueils de Bursard, Essai et Boitron (feuille à 1/50 000 Alençon) a conduit J. Hommey et C. Cannel (1901) et A. Bigot *et al.* (1939), à le rapporter à cet étage. Il n'existe pas de discordance angulaire en Normandie entre les dépôts bathoniens et calloviens, et le Calcaire de Chailloué est recouvert en concordance par les marnes du Callovien moyen. Il occupe donc la position géométrique des assises du Callovien inférieur. Un âge bathonien impliquerait un jeu tectonique important remontant les assises bathoniennes d'au moins 35 m, et une lacune locale de tout le Callovien inférieur. Aucun élément ne vient à l'appui de cette dernière hypothèse et nous préférons celle d'un âge callovien inférieur pour ce faciès de plate-forme d'abrasion littorale (Bigot, 1926a).

j3b. Callovien moyen (partie supérieure). Marnes silteuses à intercalations calcaires riches en grosses térébratules. Continuant la molle cuesta du Callovien inférieur ou formant un replat, les marnes très silteuses et parfois même sableuses étant facilement altérées, l'unité j3b a une quinzaine de mètres d'épaisseur. Elle se reconnaît à l'abondance des grosses formes de la térébratule ventrue *Ornithella umbonella* (longueur 3 à 4,5 cm) ou de la rhynchonelle trapue *Ivanoviella oxoniensis*. Quelques autres térébratules leur sont parfois associées : *Dorsoplicathyrus dorsoplicata* et, dans la partie supérieure de la formation : *Perrierithyrus perrieri* et *Dictyothyris trigeri*. De place en place, des fragments de grosses ammonites de la dernière zone du Callovien moyen (Zone à Coronatum) accompagnent ces brachiopodes : *Erymnoceras cf. baylei*, la plus fréquente, *E. coronatum*, *Rollierites minuendum*.

Dans la partie supérieure de la formation, les marnes et calcaires prennent fréquemment, par altération, une teinte rousse (oxydation probable de

pyrite), expliquant l'appellation ancienne de « Callovien rouge » donnée à ces niveaux (Bizet, 1885 ; Guillier, 1886) ; les rubéfactions observées sont indiquées sur la carte par le symbole \mathcal{R} .

À Chailloué, la puissance cumulée des bancs calcaires représente environ le tiers de la formation (épaisseur des bancs : 0,05 à 0,50 m, moyenne : 0,20 m ; et des couches marneuses : 0,05 à 2 m, moyenne 0,60 m). Au microscope, le calcaire apparaît constitué de micrite à débris de tests calcitiques ou aragonitiques et menus quartz détritiques. Dans certaines passées, la taille de ces derniers peut atteindre 1 cm.

Les couches à *Coronatum* et *Oxonienis* du Callovien moyen sont localement désignées comme « Marnes et calcaires d'Exmes » (Rioutt *et al.*, 1992).

j3c. Callovien supérieur. Marnes silteuses à miches et intercalations calcaires ; marnes silto-sablonneuses (Assise des Carreaux). Les parties inférieures et moyenne de cette unité cartographique forment une cuesta qui relaie vers le Sud-Est la côte d'Auge (feuille à 1/50 000 Vimoutiers). Sur la carte, cette cuesta se suit depuis les hauteurs d'Exmes jusqu'à Courtomer. Elle est liée à l'abondance de lentilles et de cordons de miches de calcaire dur dans la partie moyenne de j3c, qui peut être schématiquement subdivisé en trois parties, non différenciées sur la carte en l'absence de niveaux repères pour les délimiter avec précision : de haut en bas :

- silts grossiers et sables fins, plus ou moins argileux et carbonatés, à intercalations de calcaires gréseux (15 à 20 m) (Assise des Carreaux) ;
- « Couches à *Peltoceras* » : silts très argileux, à passées sableuses dans leur partie supérieure, avec intercalations calcaires en lentilles et miches de 10 à 30 cm d'épaisseur (puissance, 20 à 25 m),
- et silts très argileux, pauvres en intercalations calcaires (40 m environ) :

Dans l'ensemble, la proportion silt/argile est au sédigraphe voisine de 3, les silts fins étant moins abondants dans les passées sablonneuses. Dans les passées les plus grossières, les grains de quartz détritique peuvent atteindre un diamètre de 500 μm . La fraction carbonatée représente, en moyenne, 10 % (1 à 20 %) du sédiment. Gris en profondeur, ce dernier est oxydé en surface sur une épaisseur assez importante, atteignant et dépassant souvent 3 m.

La partie inférieure est pauvre en sables (1 à 10 %) et ne contient pratiquement pas de macrofaune. Celle-ci devient assez abondante dans la partie supérieure de la cuesta (*Gryphaea bilobissa*) et à la base des silts grossiers supérieurs (abondance locale de *Thurmanella obtrita* à Courtomer-Pont-Édelin). Dans ces derniers niveaux, la proportion de sables augmente vers le Sud-Est de la carte (Brullemail, Courtomer) où

elle peut atteindre 60 %, en passant au faciès sableux de l'Assise des Carreaux définie autour de Mortagne (Bigot et Onfray, 1937 ; Bizet, 1894). Les ammonites sont peu abondantes ; les mieux représentées sont les peltocératidés (*Peltoceras athleta*).

Rattachée autrefois à l'Oxfordien (Bigot, 1938 ; Blavier, 1842), l'unité cartographique j3c doit être aujourd'hui placée dans le Callovien supérieur. La partie inférieure des silts grossiers, à Courtomer-Pont-Edelin, a livré *Peltoceras gr. annulosum*, *Kosmoceras (K.) rowlstonense* et *K. (Zugokosmoceras) proniae* (déterminations D. Marchand), confirmant cet âge. Au sommet de la côte de la D 4, au Ménil-Froger, le sommet de la partie moyenne de j3c contient les dinoflagellés *Wanaea thysanota* et *Liesbergia scarburghensis*, ainsi que l'ostracode *Praeschuleridea caudata*, indiquant un Callovien supérieur assez élevé.

G. Feray (1959) désigne l'unité cartographique j3c : « Couches à *Peltoceras* », restreinte à la seule Zone à *Athleta*. De nouvelles récoltes d'ammonites, à proximité de l'angle sud-est de la carte (feuille à 1/50 000 Mortagne, à paraître), montrent que l'unité j3c monte jusque dans la Zone à *Lamberti* (tabl. 2).

j4. Oxfordien inférieur. Marnes à pernes : marnes grises à intercalations calcaires. Précisé par M. Rioult (1980), le terme « Marnes à pernes » désigne les marnes grises comprises entre les faciès sablonneux du Callovien terminal et les calcaires sableux et ferrugineux du « Roussier ». Sur la carte, un niveau de calcaire ferrugineux très continu marque approximativement leur base ; il a été figuré comme niveau repère. Ces marnes ne sont représentées qu'au Nord-Est et à l'Est de la carte où elles ont une vingtaine de mètres d'épaisseur. Elles sont riches en huîtres (*Nanogyra nana*, *Gryphaea dilatata*, *Lopha gregarea*) et en isognomonidés (ptériacés), en particulier *Isognomon promytiloides* : les « pernes » qui ont donné leur nom à la formation.

La teneur en carbonates des Marnes à pernes est variable ; elle est assez élevée et peut dépasser 50 %. La teneur en quartz détritique (silts et sablons) est souvent importante dans le faciès sommital que G. Feray (1959) a distingué sous le nom d' « Assise de la Vieillerie », dans la région de Gacé. En profondeur, ces marnes peuvent être pyriteuses. La fraction argileuse est constituée d'illite, d'interstratifiés irréguliers illite/smectite et de kaolinite.

Le **niveau de calcaire ferrugineux** hydroxydé utilisé comme repère (j4a(11)) de la base de la formation, est constitué d'un ou plusieurs bancs. Localement, son aspect rappelle certains faciès de la base du « Roussier » comme ceux du Nord-Ouest de Saint-Pierre-la-Rivière (carte à 1/50 000 Vimoutiers) où il est, par erreur, figuré en « Roussier ». Son faciès le plus caractéristique est une lumachelle de fragments de coquilles émoussés et

assez calibrés (0,5 cm environ). En lame mince, les bioclastes apparaissent plus ou moins micritisés et profondément pénétrés par des oxydes noirâtres (fer probable). De nouvelles récoltes d'ammonites sur la feuille à 1/50 000 Mortagne (à paraître) montrent que ce niveau ferrugineux ne se situe pas tout à fait à la base de l'Oxfordien, mais à 4 à 5 m au-dessus. Sur cette feuille, la base de cet étage est marquée par un autre niveau ferrugineux plus discret, qui semble disparaître vers le Nord-Ouest avant d'atteindre la feuille Sées.

P. Bizet (1885) avait distingué une assise inférieure à « *Ammonites mariae* et *perarmatus* », plus argileuse et pauvre en intercalations calcaires, d'une assise supérieure à « *Perna mytiloides* », plus riche en bancs calcaires, en passées siliceuses et gréseuses ; les conditions d'affleurement n'ont pas permis de faire ici cette distinction.

Les Marnes à pernes sont attribuées à la Zone à *Mariae* (Riout, 1980c), cette ammonite ayant été récoltée dans leur partie inférieure. À Croisilles, la Basserie, elles ont livré *Parawedekindia arduennense* ; à Ménil-Vicomte et à Lignières, la térébratule *Caryona oxfordiana*. Quelques formes de dinoflagellés indiquent également l'Oxfordien : *Systematophora areolata* (Champ-Haut, point coté 321), *Rhynchodiniopsis cladophora* (Orgères, la Vieillerie).

j4R. Oxfordien inférieur. « Roussier » de Gacé : calcaire gréseux bioclastique roussâtre à passées lumachelliques ou oolitiques. (= Calcareous grit = Sables ferrugineux de l'Orne). Bien caractérisé par sa teinte rouille, plus rarement rosâtre, le « Roussier » a été défini à Gacé et ses environs par G. Feray (1959) qui a substitué le nom vernaculaire de la formation au terme anglais « Calcareous grit » (Bizet, 1885). Les coupes de Gacé n'existent plus ou sont très dégradées. La formation n'est représentée qu'à l'Est d'une ligne Courménéil-Les Authieux et, en lisière de la carte, sur la commune de Ferrières-la-Verrerie (Nord de Courtomer). Elle n'affleure que dans les talus de routes et à la surface des champs où elle donne des terres rouges. Son épaisseur augmente vers l'Est : 10 m environ à Coulmer, 15 m à Orgères et elle atteint 35 m à Saint-Évrout-Notre-Dame-des-Bois, 9 km à l'Est de Cisai-Saint-Aubin (feuille à 1/50 000 Rugles ; Kuntz *et al.*, 1986).

Selon O. Dugué (1989), le microfaciès le plus représentatif du « Roussier » est un calcaire ferrugineux bioclastique à pellectoïdes. Il contient des quartz détritiques (10 à 15 %, localement jusqu'à 50 % et plus dans les faciès de grès à ciment calcaire) et de nombreux bioclastes de bivalves et d'échinodermes. En dehors des concrétions dues à des phénomènes d'altération tardive, les éléments ferrugineux sont des pellectoïdes ferrugineux et des oolites ferrugineuses. La fraction argileuse (sommet de la formation à Gacé) est principalement constituée d'interstratifiés irré-

guliers illite-smectite et d'un peu d'illite. La kaolinite n'apparaît qu'en traces.

La faune comprend principalement des bivalves libres dont *Myophorella hudlestoni*, *Limatula corallina*, *Chlamys fibrosa*, *Nanogyra nana* et de nombreuses astartes, des échinodermes (astéries, crinoïdes et l'oursin *Nucleolites scutatus*). L'ammonite caractéristique de la première sous-zone de la Zone à Cordatum : *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *buskowskii-reesidei*, a été récoltée à Gacé (Féray, 1959, détermination J.W. Arkell).

Le « Roussier » représente un dépôt de plate-forme, soumis à des influences estuariennes, dans un contexte transgressif.

Oxfordien moyen

j5. « Grouais » : calcaires oolitiques, oncolitiques et bioclastiques, calcaires à débris de polypiers, calcaires à *Diceras* et nérinées. Ces différents calcaires, irrégulièrement cimentés, se décomposent à l'altération en une bouillie calcaire graveleuse, appelée localement le « Grouais », terme souvent utilisé pour désigner l'ensemble des trois calcaires (Riout, 1980c). Présentant tous un fond boueux, oolitique, oncolitique et bioclastique, les trois membres de l'Oxfordien moyen ne se distinguent pas toujours nettement. Ils ont été définis par P. Bizet (1835) dans la région de Bellême-Mortagne où la série est beaucoup plus puissante.

L'épaisseur du Grouais augmente vers l'Est : 15 à 20 m à Gacé, 50 m à Saint-Évroult-Notre-Dame-des-Bois, 12 km à l'Est de Gacé (Kuntz *et al.*, 1986).

Les calcaires oolitiques (= Oolithe de Mortagne) sont peu épais. Ils ne sont pas toujours bien consolidés et peuvent être assez fossilifères (mollusques : *Nanogyra nana*, *Isognomon*, *Gervilleia*, *Pinna*, *Pinnigenna*, *Myophorella* ; oursins : *Hemicidaris*, *Acrosalenia*, *Pseudodiadema* ; débris de polypiers).

Les calcaires à débris de polypiers et les calcaires à *Diceras* et nérinées sont grossièrement bioclastiques à pâte oncolitique à oolitique. Les nérinées, grands gastéropodes de forme allongée et pointue, peuvent être abondantes, mais sont inégalement réparties. Beige rosé à ocre, la roche est souvent vacuolaire, avec un ciment recristallisé. Elle peut être magnésienne (Féray, 1959).

Un âge oxfordien moyen est attribué au Grouais, en référence à sa position lithostratigraphique dans le contexte régional. Selon M. Riout (1980c), il est encadré par deux lacunes.

Oxfordien supérieur

j6. **Calcaire à astartes** : calcaire gris à beige très dur, à lumachelles d'astartes ou petits gastéropodes (épaisseur, 5 à 10 m). Bien reconnaissable par son faciès fin sublithographique, beige ou d'un gris tirant un peu sur le violet, cette formation n'est représentée que dans l'angle nord-est de la carte, la vallée de la Touques marquant sensiblement sa limite d'extension vers l'Ouest. Elle n'affleure qu'à la surface des champs où les bancs calcaires sont disloqués en plaquettes à patine blanche.

Les astartes (*Astarte minima*) sont des petits bivalves de 5 mm de largeur environ, à test lisse. Le Calcaire à astartes peut renfermer des intercalations marneuses. Le Calcaire à astartes s'épaissit vers l'Est : de 5 à 10 m au coin nord-est de la feuille, sa puissance dépasse 30 m, 7 km à l'ENE de Cisai-Saint-Aubin (Kuntz *et al.*, 1986).

Par sa faune, le Calcaire à astartes appartient à l'Oxfordien supérieur (Riout, 1980). C'est un dépôt de vasière, en contexte marin régressif. Il correspond à un épisode d'envasement de la plate-forme de l'Oxfordien moyen. C'est la dernière formation jurassique représentée sur la feuille, dépourvue de dépôts d'âge kimméridgien, tithonien et crétacé inférieur jusqu'à l'Albien. Cette grande lacune est connue dans toute la région.

Crétacé

Le Crétacé est principalement représenté par les craies glauconieuses du Cénomaniens, surmontant une formation sablo-argileuse verte : la Glauconie de base, transgressive, vers l'Ouest, sur les assises de l'Oxfordien puis sur celles du Callovien, tronquant de plus en plus la série jurassique en se rapprochant du Massif armoricain. La série crétacée a été largement érodée et ne subsiste plus qu'en buttes-témoins, ainsi que dans les massifs forestiers de Gouffern, dans une zone abaissée par faille et flexure.

Aptien supérieur possible

n5-6. **Silts et argiles**. À l'Est d'Orgères, à proximité de la limite orientale de la carte, entre le Calcaire à astartes et la Glauconie de base, s'intercalent quelques mètres de silts et d'argiles grises, notés ponctuellement n5-6.

Albien à Cénomaniens inférieur

n7-c1. **Glauconie de base** : glauconite ou argile sableuse très glauconieuse. Meuble, généralement gorgée d'eau, la Glauconie de base se reconnaît par sa couleur vert noirâtre, un peu bleutée en sondage. Elle est très riche en grains de glauconie, minéral argileux riche en fer et en potassium qui lui donne sa couleur verte. À l'altération elle devient ocre, le fer s'oxydant. Formant le plancher de l'aquifère de la craie cénomaniens, la

Glaucionie de base est souvent fluée sur les versants des vallées. Elle affleure donc fréquemment en couches glissées et déformées, à une altitude souvent inférieure à sa position réelle sous les plateaux.

Comprise dans une fourchette de 0 à 20 m, l'épaisseur de la Glaucionie de base augmente du Nord-Est au centre de la carte, puis se réduit un peu vers le Nord-Ouest (17 m en forêt de Grande-Gouffern, sondages 177-16 et 17). À sa base, elle peut renfermer des petits galets de quartz, plus rarement de quartzite, de 1 à 10 cm de diamètre, très roulés, à façonnement marin (forme subarrondie, ou plus rarement aplatie en forme de palets). Ils sont parfois accompagnés de rognons phosphatés. Sur la commune de La Cochère, en particulier au bois de Peley, les galets forment une véritable couche dont l'épaisseur atteint 2 m (sondage 2-21). Résiduels, sur des points hauts au Nord-Ouest de Marcei (Cordey) et sur la butte de Chailloué, ces galets sont des témoins d'une plus grande extension du Crétacé vers le Sud-Ouest, avant érosion. Bien visible en 1991 et 1992, leur affleurement à Chailloué sur le front est de la carrière, sur une épaisseur atteignant 0,80 m, est aujourd'hui détruit.

La Glaucionie de base a été entièrement recoupée par le sondage 7-16, à l'Ouest de Marmouillé, où elle atteint 20 m d'épaisseur et comprend deux séquences. Puissante d'une douzaine de mètres, la séquence inférieure est essentiellement constituée par une glauconitite sableuse noir bleuté, un peu micacée, faiblement pyriteuse et à rares lithoclastes phosphatés. Elle contient des galets de quartz à la base. Elle se termine par une couche de 3 m de craie glauconieuse. La seconde séquence est constituée par une glauconitite sableuse de teinte vert bouteille, épaisse de 8 m, qui passe à sa partie supérieure à une craie sableuse et glauconieuse, base des craies glauconieuses.

Étudiée en micropaléontologie, la séquence inférieure débute dans l'Albien inférieur ou moyen (*Citharina* cf. *d'orbignyi*, forme *primitiva*) et se poursuit dans l'Albien supérieur, 5 m au-dessus de sa base (*Eggerellina mariae*). Ces résultats sont en accord avec les datations faites dans le Nord du pays d'Auge (Destombes et Rioult, *in* Juignet, 1974) sur des ammonites récoltées dans la partie inférieure de la formation, et avec l'âge absolu à 95 Ma (Kennedy et Odin, *in* Odin, 1982) d'une glauconie des environs de Lisieux, âge proche de la limite albo-cénomanién (96 Ma, selon Odin et Odin, 1990). Au sommet, le passage au Cénomanién est probable, mais n'a pu être caractérisé.

Cette succession a été retrouvée, à l'identique, à la Cochère, jusqu'aux haras du Pin (sondages 2-11, 2-12, 2-14) et à la forêt de Grande-Gouffern (sondages 177-5-16 et 17).

La Glaucionie de base ne renferme guère de macrofaune, mais présente d'assez nombreuses figures de bioturbation (*Spongiomorpha*, *Thalas-*

sinoides, *Chondrites* ; Juignet, 1974). Légèrement carbonatée à l'état frais, elle s'altère en limon argileux à sableux de teinte ocre à rouille.

Cénomanién indifférencié

C1-2. Craies glauconieuses, parfois sableuses (Sables du Mont-Ormel), avec nombreux niveaux indurés (surfaces durcies). Les craies du Cénomanién, calcaires tendres appelés « marne » ou « tuf » par les agriculteurs, affleurent principalement dans les anciennes marnières où elles ont été jadis extraites pour amender les terres acides des plateaux ou pour la fabrication de la chaux, notamment en forêt de Petite-Gouffern. Au Nord de la forêt du Pin, elles ont été extraites en carrière souterraine. De faible hauteur (3 m) et dégradés, les anciens fronts de taille ne montrent que des coupes d'extension très limitée. Les assises du Cénomanién sont donc ici mal connues et il n'est plus possible de reconnaître les différentes zones différenciées par P. Juignet (1974). Les craies du Cénomanién se reconnaissent par leur teinte blanchâtre ou verdâtre quand elles sont riches en grains de glauconie. Elles comprennent de nombreux niveaux indurés, noduleux (bancs durcis ou hardgrounds). À l'altération, leur teinte vire au gris verdâtre, au jaune ou à l'ocre, avec des sols souvent gris ou noirâtres. Entièrement décalcifiées, elles deviennent des limons plus ou moins sableux et argileux. Les faciès sableux sont fréquemment fins (« sable à lapin ») gris verdâtre à ocre. Aux affleurements, les animaux fouisseurs y creusent de nombreux terriers.

Implanté sur le plateau de la forêt de Grande-Gouffern, le sondage 2-6 a, sous 12 m de craie sableuse un peu glauconieuse et altérée sur 7,5 m, recoupé 10 m de craie jaunâtre, très peu glauconieuse, avec trois niveaux durs (hardgrounds probables). Le sondage 2-18 a traversé des couches plus basses dans la série, avec 13 m de craie un peu glauconieuse et silteuse décalcifiée, à nodules de chert, recouvrant 7,5 m de craie verte riche en glauconie. Bien que tronquée par érosion, la série crayeuse dépasse encore ici largement 40 m d'épaisseur, la Glauconie de base ayant été atteinte à 50 m de profondeur dans un sondage voisin, à la maison forestière de la route Madame.

À Silly-en-Gouffern, *Mantelliceras mantelli* et *M. saxbii* (détermination P. Juignet) ont été récoltés en place, 20 m environ au-dessus de la base de la formation et le sondage 2-6 conserve, entre 8,5 et 22 m de profondeur, une microfaune du Cénomanién inférieur à moyen basal (*Rotalipora brotzeni*, *Gavelinella cenomanica*, *G. baltica*). Cette dernière comprend aussi des espèces remaniées de l'Albien.

Formations superficielles

Meubles, les formations superficielles forment une couverture quasi continue, le substrat n'affleurant que sporadiquement sur les versants, dans les carrières ou dans les fouilles de terrassements. Elles n'ont été représentées que lorsque leur extension et leur épaisseur sont importantes et que leur parenté avec leur substrat est faible ou inexistante (formations allochtones).

Azoïques pour la plupart et difficile à dater avec précision, les formations superficielles ont été essentiellement distinguées par leur mode de mise en place qui a déterminé leur lithologie :

- des formations d'altération, très étendues sur les formations jurassiques et crétacées, représentées seulement ponctuellement avec une indication d'épaisseur ;
- des formations résiduelles, principalement la Formation résiduelle à silex ;
- des formations de versant, mises en place par solifluxion, creeping ou colluvionnement, représentées seulement quand elles sont assez épaisses (généralement plus de 3 m) ;
- des loëss, dépôts de poussières d'origine éolienne ;
- des alluvions, dépôts fluviaux liés aux vallées actuelles pour les plus récents, plus ou moins indépendants pour les plus anciens.

Dépôts résiduels et altérites

Âge jurassique probable

Calcaire silicifié résiduel (triangle bleu). À l'Ouest et au Sud-Ouest de Montmerrei (Saint-Yvière, proximité de la D 16), des fragments de calcaire silicifié anguleux gisent épars parmi les formations de versant. Contenant des fantômes d'oolites décalcifiées et des bioclastes très roulés (bryozoaires), beaucoup pourraient être des témoins de calcaires bathoniens, si le massif d'Écouves a subi depuis leur dépôt une épirogénèse positive ; cependant, certains pourraient témoigner des restes de faciès de rivages du Callovien.

Âge jurassique ou tertiaire indifférencié

Brèche gréseuse (triangle rouge). Ces blocs, parfois de grande dimension (Montmerrei, Saint-Yvière), sont localisés sur un replat en contrebas des crêtes de Grès armoricain du bois l'Évêque. Comprenant de très gros éléments, ils semblent correspondre à un dépôt de pied de falaise. Une dynamique marine d'âge jurassique est d'autant plus concevable que des calcaires silicifiés résiduels à fantômes d'oolites ont été récoltés à proxi-

mité. La similitude du ciment (quartzite fin) avec certains faciès de grès du secteur de Gouffern attribués au Tertiaire, ne permet pas cependant d'adopter sans réserve l'hypothèse d'un âge jurassique.

Âge tertiaire probable

Les seuls matériaux attribués au Tertiaire sont des grès et conglomérats en blocs résiduels. Dans un gisement, ils reposent sur le Paléozoïque d'Écouves (grès du bois l'Évêque), à une altitude comprise entre 312 et 315 m ; dans les autres, ils surmontent la série crétacée et ses altérites (altitude 200 à 250 m) ou encore ils apparaissent remaniés sur les versants.

ee. Bartonien probable. Grès du bois l'Évêque. Ces grès ont été longuement décrits dans la notice de la carte à 1/50 000 Argentan (Kuntz *et al.*, 1987), en particulier par M. Rioult. Nous lui emprunterons les éléments descriptifs essentiels et nous renvoyons le lecteur à ce texte pour les études détaillées.

Ces grès du bois l'Évêque se rencontrent surtout sous forme d'énormes dalles grossièrement litées ou de blocs de grès silicifiés de l'ordre du mètre d'épaisseur, très denses et d'une extrême dureté ; ces dalles et blocs sont naturellement disséminés dans les champs marécageux ou localement rassemblés et entassés en pierriers à la suite de travaux agricoles. Figures et textures sédimentaires ou diagénétiques indiquent souvent la polarité de ces dalles et blocs. Leur sommet est fréquemment bosselé et percé de tubulures subcylindriques de quelques millimètres de diamètre et qui se poursuivent sur plusieurs (2 à 4) décimètres de longueur, perpendiculairement à la stratification, et sont parfois soulignées par une différence de grain ou de couleur.

Par analogie de faciès avec les « Grès à sabals » (grès à empreintes du palmier *Sabalites andegavensis*) de l'Anjou et à la suite de la découverte de cette espèce dans un grès à l'Ouest de la feuille Argentan (Kuntz *et al.*, 1987), les grès du bois l'Évêque ont été rapportés au Bartonien.

Les grès qui surmontent les altérites de formations crétacées gisent principalement dans les forêts de Gouffern et entre Le Bourg-Saint-Léonard et la Butte, à l'Ouest de Nonant, dans un panneau abaissé par faille et flexure. Les autres se trouvent à Almenêches, bois de Peley, et au Merlerault, bois Turpin, toujours dans des zones structurales basses. Cette situation a probablement facilité leur préservation. Ces grès et conglomérats sont largement remaniés sur les versants et dans les alluvions anciennes (vallée de l'Ure). Des grès sont souvent signalés sur la butte d'Exmes dans la littérature (Barbey, 1967 ; Klein, 1974), mais aucun n'affleure actuellement. En forêt de Gouffern, les blocs peuvent avoir plusieurs mètres de longueur et l'un d'eux a été érigé en menhir (pavillon de

Gouffern). Au Sud-Est de Sainte-Eugénie, un gros bloc présente un litage fruste.

Les faciès sont variés, sans différenciation géographique : conglomérats à éléments de silex, grès hétérométriques, grès fins, grès très fins, noduleux. Les éléments de silex ont été souvent rubéfiés avant leur cimentation ; ils sont anguleux ou émoussés. Le ciment, de même type dans les grès et conglomérats, est souvent constitué de quartzite fin (grains de 0,05 à 0,15 mm), avec des plages plus grossières et des plages plus fines en microquartz. Généralement empâtées d'oxydes noirs (oxydes de titane probables), ces dernières sont prédominantes dans les grès noduleux qui présentent, avec des figures d'illuviation et des cavités de dissolution, des aspects typiques de silcrètes (cf. Thiry, 1981). Selon C. Barbey (1967), les grès de la forêt de Grande-Gouffern renferment de la tourmaline et du zircon. Aucune poche de sable d'âge tertiaire possible n'a été décelée, mais à proximité des blocs de grès, la Formation résiduelle à silex est souvent sableuse.

La position des grès, en blocs résiduels au-dessus de la Formation résiduelle à silex ou en poches dans celle-ci, est le principal argument trouvé dans la littérature pour leur attribuer un âge tertiaire. Ils ont été rapportés à l'Éocène, en particulier au Bartonien, notamment ceux de la forêt de Gouffern, par leur analogie de faciès avec les Grès à sabals de l'Anjou et du Maine et la présence de traces végétales, malheureusement non déterminables (Bigot, 1904).

Âge tertiaire à quaternaire

Altérites de schistes. Les divers schistes sont en général altérés sur plus de 1,50 m et les sols qui en résultent sont très argileux (64 % d'argile pour une altérite prélevée à Saint-Hilaire-le-Gérard ; 60 % pour les altérites du sondage 6-18 à Sées-Giberville) et hydromorphes. Leur couleur est très variable et souvent panachée : gris clair ou gris-beige en surface, gris verdâtre à gris noirâtre en profondeur. Lorsqu'elles sont épaisses (plus de 4 m, localement plus de 10 m), elles présentent fréquemment, dans leur partie médiane, des teintes brun-ocre, rougeâtres, blanchâtres et même franchement roses ou violacées sur les ampélites du Silurien. L'altération se marque surtout par des changements de couleur et un ameublissement de la roche, avec perte progressive de sa structure.

La composition minéralogique de ces altérites diffère peu de celle de la roche mère. Les minéraux les plus affectés par l'altération sont la chlorite, les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens. La pyrophyllite des ampélites siluriennes se maintient dans le profil d'altération : 15 à 20 % dans le sondage 6-18 à Sées-Giberville où elle est accompagnée par de la calcite (10 %). La fraction argileuse comprend essentiellement des interstratifiés réguliers mica-smectite (rectorite) et illite-smectite (20 à 50 %), de l'illite

(20 à 60 %) et de la kaolinite (10 à 25 %). Cette dernière peut atteindre 50 % dans les horizons superficiels des profils d'altération épais (sondage 6-18 à Sées-Giberville et 5-22 à Mortrée Bourg-Lorel).

Les altérites de schistes ont fourni une part importante de la matrice dans les formations gélifluées des synclinaux paléozoïques.

Altérites de calcaires bathoniens (non figurées). Fragmentés par des phénomènes de dissolution et la gélifraction quaternaire, les calcaires bathoniens sont disloqués en surface. Ces fragments sont d'autant plus abondants et grossiers que le calcaire altéré est plus dur. Ils sont empâtés par des limons argileux marron à brun-rouge constitués par l'insoluble des formations calcaires et des limons colluviaux et lessiques piégés entre les éléments de roche. Ces limons ne constituent véritablement une formation superficielle qu'en poches, de profondeur généralement inférieure au mètre : poches karstiques déformées par cryoturbation et festons de cryoturbation (anciens sols polygonaux des périodes froides du Quaternaire). Les calcaires tendres, oolitiques ou bioclastiques, ont souvent été réduits en surface en sable graveleux, plus ou moins mélangé de limon, par le gel et l'altération.

N. **Altérites de marnes calloviennes**. Limons plus ou moins argileux ocre, jaunâtres, brunâtres ou gris panaché d'ocre. L'épaisseur et la granulométrie des altérites de marnes calloviennes varient selon les différentes assises constituant cet étage. Très argileuses sur les premières assises (fraction argileuse inférieure à 2 μ m pouvant atteindre et dépasser 50 %), elles se chargent en limon grossier, parfois même en sablon, à partir du sommet du Callovien inférieur. Limons grossiers et sablons deviennent souvent prédominants sur le Callovien supérieur, sauf au sommet où la lithologie redevient plus argileuse.

L'épaisseur de ces altérites croît aussi en fonction de la granulométrie. Souvent inférieure au mètre sur le Callovien inférieur argileux, la profondeur des altérites atteint et dépasse souvent 3 m sur le Callovien supérieur (4,80 m dans le sondage 4-8, au Sud-Est du Merlerault). De même, la teinte varie en fonction de la granulométrie : plus sombre, brun clair, brun-beige à grise, souvent maculée d'ocre sur les faciès argileux ; jaune ocreux homogène sur le Callovien supérieur silto-sablonneux. Au sommet du Callovien moyen, les altérites ont souvent une teinte ocre-rouge due probablement à l'altération de pyrite. L'abondance de fragments calcaires et de débris de fossiles en surface sont des indices de faible épaisseur.

En topographie subhorizontale, les limons d'altération des marnes calloviennes sont souvent recouverts par un sol gris hydromorphe (épaisseur, 0,20 à 0,40 m). À leur base, la marne, un peu altérée, présente souvent un faciès pseudogley (teintes bariolées gris clair et ocre) et de petites accumulations de calcaire secondaire, tendre.

Altérites de marnes oxfordiennes (non figurées). Comme celles des assises du Callovien, les altérites des marnes de l'Oxfordien inférieur sont argileuses à la base de la formation et se chargent en silt à leur sommet, sans toutefois donner des masses de limons aussi importantes que les altérites du Callovien supérieur. Elles contiennent souvent des fragments calcaires et des débris coquilliers.

Altérites de marnes calloviennes et limons lœssiques indifférenciés. La richesse en fraction silteuse des assises sommitales du Callovien inférieur, du Callovien moyen et du Callovien supérieur, rend souvent difficile la distinction entre leurs altérites les plus évoluées et les lœss. Ce sont des limons d'aspect assez homogène, de teinte brun-beige, dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 1 m. Ils se localisent sur des replats (Surdon) ou sur des versants exposés à l'Est (Est de Chailloué, le Vieux-Courtomer) ou au Nord (Nord du Merlerault).

Altérites de calcaires oxfordiens (non figurées). Sous la Glauconie de base de l'Albo-Cénomaniens, les calcaires oxfordiens peuvent être altérés. Le « Roussier » donne des terres sableuses rousses. Le « Grouais » est altéré en sable graveleux calcaire, contenant presque toujours des cailloux et blocs de calcaire dur ; près de la surface, ce sable est plus ou moins mêlé de limon argileux.

Altérites des formations glauconieuses albo-cénomaniennes (non figurées). Ces altérites se remarquent par leur grande variabilité en teinte et granulométrie à l'échelle de l'affleurement, en contraste avec les altérites de marnes calloviennes, généralement très homogènes. Les teintes vertes et ocre prédominent généralement, souvent panachées dans le faciès pseudogley ; de la base au sommet du profil, la teinte vert bouteille de la glauconie passe rapidement à une couleur vert clair où les grains de glauconie deviennent de plus en plus rares. En surface, le sol est habituellement noir. En conditions de mauvais drainage, l'altérite devient gris noirâtre putride (gley), avec des parties blanchâtres quand le matériau est très sableux et lessivé. Les proportions de sable, limon et argile varient largement.

Altérites de craies cénomaniennes pauvres en silex : argiles silteuses ou finement sableuses vertes à ocre. À la base de la Formation résiduelle à silex, sous une mince couche de silex ou en surface, on observe des argiles silteuses ou sableuses contenant épisodiquement des rognons chertoux poreux et altérés, plus rarement des silex. L'épaisseur de ces altérites est difficile à déterminer avec précision, le passage à la roche saine étant souvent très progressif. Elle est souvent assez importante et peut atteindre et dépasser 8 m.

En coupe, les couleurs claires et vertes alternent souvent, soulignant des restes de litage généralement déformés par la karstification des craies sous-jacentes et les phénomènes de cryoturbation. Les teintes vertes corres-

pondent à des niveaux plus riches en glauconie, mais celle-ci est altérée et ne montre plus guère sa structure en grains. En surface subhorizontale, ces altérites montrent fréquemment des traces d'hydromorphie (teintes bariolées grises à verdâtres et ocre, faciès pseudogley).

La fraction argileuse est essentiellement constituée d'interstratifiés irréguliers illite-smectite à feuillets de smectites nettement prédominants, accompagnés d'un peu d'illite et de traces de kaolinite. La présence de foraminifères remaniés de l'Albien dans les altérites (sondage 2-6, au Bourg-Saint-Léonard et sondage 214-5-49 au Sud-Est de Ferrières-la-Verrerie, 1/50 000 L'Aigle, à paraître) implique qu'elles comprennent une fraction allochtone.

RS. Formation résiduelle à silex. Caractérisée par sa richesse en silex, emballés dans un matériau argileux ou argilo-sableux ocre ou rouge souvent bariolé de gris ou de vert, cette formation présente un faciès plus ou moins typique d'argile à silex, formation très développée en Haute-Normandie. Nous avons évité ce terme classique, car il est employé dans un sens différent selon les régions. Localement, les silex sont appelés « têtes de chats », en référence à la forme globuleuse de certains d'entre eux. La Formation résiduelle à silex est localisée sur les plateaux à soubassement de craies cénomaniennes, les seules représentées sur la carte. Son épaisseur est généralement faible et dépasse rarement 3 m ; elle est beaucoup moins développée que sur les plateaux du pays d'Ouche et du Perche, situés plus à l'Est. Seuls les limons des plateaux et des matériaux résiduels en poches la recouvrent. Ces derniers sont abondants dans sa partie supérieure qui est très largement cryoturbée et souvent remaniée et mêlée de limon (voir B-LPS).

La Formation résiduelle à silex affleure dans les talus des routes, aux ruptures de pente des plateaux. Elle est constituée par les produits de l'altération de la craie, auxquels se sont souvent ajoutés des matériaux résiduels qui se sont immiscés dans cette altérite par illuviation : sable et argile d'âge tertiaire probable, limon lœssique ancien enrichi en argile par altération. À sa base, elle pénètre la craie en poches ce qui lui donne une épaisseur très irrégulière (1 à 5 m). Le plus souvent, la longueur de ces poches est comprise entre 3 et 10 m. Le remplissage est rarement homogène, surtout sur les craies cénomaniennes à nombreuses passées argileuses riches en glauconie. Réduits par altération, ces niveaux argileux forment fréquemment une série de bandes ocre et vertes parallèles au fond et aux bords de la poche. Ils sont souvent dépourvus de silex (voir Ø). Ces derniers sont plus abondants dans la partie supérieure de la formation et proviennent essentiellement des craies cénomaniennes. Les silex peuvent être altérés jusqu'à devenir entièrement blancs et poreux (silex « cacholong »).

La fraction fine de la Formation résiduelle à silex, bariolée rouge, ocre et gris clair, a sensiblement la même composition que celle des altérites. *Sc* : prédominance d'interstratifiés illite-smectite à feuillets de smectite bien représentés (40 à 50 % dans le sondage 2-10), avec des traces d'illite et de kaolinite.

L'âge des altérations qui ont engendré la Formation résiduelle à silex n'est pas connu avec précision. Le contexte régional permet de penser qu'elle s'est élaborée tout au long du Tertiaire et pendant les phases tempérées du Quaternaire.

Âge quaternaire

B-LPS. Formation résiduelle à silex cryoturbée ou faiblement remaniée et limons à silex. À la surface des plateaux du pays d'Ouche (bordure orientale de la carte), en dehors des placages de limons lœssiques bien préservés, les labours montrent généralement des limons peu épais, plus ou moins riches en fragments de silex. Ils sont souvent hydromorphes, panachés ocre et gris (pseudogley), à petits fragments de silex épars, pouvant contenir des concrétions ferromanganiques noires dans leur partie inférieure.

Ce sont d'anciens limons altérés, enrichis en argile par une ou plusieurs pédogénèses lessivantes ayant incorporé des silex lors de leur remaniement par gélifluxion. Leur épaisseur dépasse rarement 1,50 m. Ils peuvent recouvrir des restes de limons lœssiques anciens, ocre et compacts (Saalien probable) ou très argileux, gris panachés d'ocre, de brun ocre et parfois de rouge correspondant à un mélange par remaniement de Formation résiduelle à silex et de lœss anté-saaliens très altérés.

Les limons à silex sont peu épais, souvent discontinus et la Formation résiduelle à silex est souvent subaffleurante et très affectée par les phénomènes de cryoturbation et de gélifluxion (voir RS).

F. **Conglomérat à fragments de silex et ciment ferrugineux et manganique (type « grison » du Perche, variété d'aliôs).** Les limons lœssiques ou les colluvions de fond de vallon ou de bas de versant recouvrent parfois, en site humide, un conglomérat à éléments de silex ou de galets de quartz et ciment noir ferrugineux. L'aspect terne du ciment est lié à la présence d'oxydes ou d'hydroxydes de manganèse. Formant plus souvent une succession de blocs qu'un niveau continu, ce conglomérat a en général 10 à 50 cm d'épaisseur. Tous les intermédiaires existent entre des taches et concrétions ferrugineuses éparses et le conglomérat bien cimenté. En condition de mauvais drainage, le fer lessivé par les eaux d'infiltration s'est accumulé au sommet de la Formation résiduelle à silex, assez argileuse et très peu perméable, ou au sommet des marnes callovo-oxfordiennes.

Cette roche ferrugineuse a été anciennement exploitée comme minéral de fer. Le grison a été principalement observé dans la vallée de l'Ure (Le Pin-aux-Haras, Est du Centre de recherches zootechniques ; La Cochère, Marsoulette ; le But, au Sud-Est de Silly).

Galets de quartz résiduels ou remaniés sur versant (pointillé rouge). Au Sud-Est de la Dieuge, de La Cochère à Marmouillé, les galets de quartz, remaniés de l'Albien sont très abondants à la surface du sol et dans les formations superficielles, sur quelques décimètres d'épaisseur. Ils ont été figurés avec une densité serrée, là où ils sont proches de leur position stratigraphique, à la base de la série crétacée, et peu remaniés ; et avec une densité lâche en dessous, où ils sont nettement remaniés. Bien qu'ils y soient peu nombreux, nous les avons figurés à Cordey, près de Marcei où ils sont des témoins de l'extension des formations albiennes en direction du massif d'Écouves où ils n'ont pas été observés.

Formations éoliennes

Des couvertures de limons d'origine éolienne ne sont bien conservées qu'au Sud-Ouest de la feuille, dans la campagne de Mortrée et, à l'opposé, sur les plateaux qui dominent, à l'Est, La Génévraie et Brullemail où ils sont très altérés, résiduels et intégrés dans l'unité cartographique B-LPS. La plupart des altérites peuvent comprendre dans leur partie superficielle une fraction d'origine lœssique, mais elle est souvent difficile à identifier, en particulier sur les marnes silteuses du Callovien supérieur où une unité cartographique indifférenciée \mathcal{A} -CE a dû être localement utilisée. Les lœss ont un aspect de limon homogène. Leur teinte est beige à brun-beige ; ils forment les meilleures terres de culture de la région. Très variable, leur épaisseur dépasse rarement 2 m.

CE. Lœss calcaires d'âge weichsélien sur formations du Bathonien. Des placages discontinus de lœss carbonaté sont présents près de Mortrée et de Sées. Dans le même contexte (plateaux et versants exposés au Nord et à l'Est) et sur les mêmes substrats (calcaires bathoniens) que ceux des campagnes de Caen, Falaise et Argentan auxquels ils font suite, ils en ont les mêmes caractéristiques : fraction limoneuse de 2 à 50 μm prédominante (50 à 75 % du matériau, médiane souvent voisine de 20 μm). La teneur en carbonate est d'environ 15 % ; le profil, carbonaté sur environ 1,50 à 1,60 m présente en profondeur un horizon d'accumulation d'argile dont la teneur atteint et dépasse 25 %. Ces lœss, dont l'épaisseur ne dépasse pas 2 m, ne représentent qu'un seul cycle froid (Weichsélien probable) ; ils reposent sur des formations calcaires très gélivées : des cryoturbations sont fréquemment visibles en coupe autour de Montmerrei et de Mortrée lors de travaux de construction.

Les lœss de la campagne de Mortrée comprennent une fraction sableuse (5 à 10 % environ). C. Barbey (1967) a montré qu'elle est d'origine locale. Pauvre en glauconie, elle comprend des grains de quartz non usés, des fragments de grès ferrugineux et de schistes, plus abondants dans les limons du sondage 5-21. Le cortège de minéraux lourds est principalement constitué d'ubiquistes (zircon 37,5 %, rutile 12,5 % et tourmaline 11 %) ; leur sont associés de l'amphibole (12,5 %), du grenat (6 %), du sphène (3 %) et des minéraux de métamorphisme (disthène 3 %, épidote 1,5 % et staurotite 1 %).

LP. Limons lœssiques altérés et décalcifiés, principalement d'âge weichsélien. Dans la partie est de la carte, les lœss sont plus altérés et entièrement décalcifiés. La notation LP, traditionnelle pour les lœss du centre du bassin de Paris, a été conservée par souci d'homogénéité avec les feuilles voisines du pays d'Ouche. Rappelons enfin que la formation B-LPS (limons à silex) comprend des matériaux lœssiques altérés et remaniés.

Formations de versant

Présentes en couverture quasi continue sur presque tous les versants, ces formations n'ont été figurées que localement, dans des sites où elles sont épaisses et ne laissent pas transparaître la nature du substrat : principalement, dans le massif paléozoïque d'Écouves et en pays d'Auge.

S. Formations de head et éboulis. Les versants de toutes les barres de grès du synclinal de Sées sont couverts par des formations à blocs avec matrice sablo-argileuse ou argileuse. Ces formations, dites de « head », bien connues sur le littoral du Cotentin où elles ont été décrites, se sont mises en place au cours des dernières périodes froides. Localement, au pied des barres de quartzite (versant nord du bois l'Évêque, Blanchelande) des éboulis de gravité à très gros blocs anguleux remplacent les heads à matrice fine auxquels ils paraissent néanmoins latéralement associés.

SC. Formations de versant complexes à silex et altérites de Cénomanién. En pays d'Auge, les plateaux étant très profondément disséqués par le réseau fluvial, les versants ont une grande extension, avec des dénivelés atteignant et dépassant la centaine de mètres. La faible dureté des craies du Cénomanién, la richesse en argile, limon et sable des formations d'altération et la présence, en bas ou milieu de versant, d'un niveau argilo-sableux (Glauconie de base) gorgé d'eau, sujet à des phénomènes de fluage, ont favorisé les phénomènes de colluvionnement, de solifluxion et de glissement en masse. Ces formations sont bien développées à Ginai où elles sont très complexes (fig. 2). Au Sud-Est de la commune, sous les lambeaux d'alluvions anciennes Fv, elles sont très riches en silex émoussés. Au Nord de La Cochère, en contrebas des alluvions Fu, les formations de versant sont très riches en blocs de grès tertiaires.

C. Colluvions, limons et limons sableux à passées caillouteuses sporadiques. En bas de versant, les eaux de ruissellement ont généralement accumulé des matériaux fins. Les colluvions sont bien développées dans la vallée de l'Ure, à La Cochère et dans celle du Don en aval de Marmouillé. Dans ce dernier site, elles recouvrent fréquemment des placages de galets remaniés des alluvions anciennes, en particulier dans le vallon dominé par le château de Chailloué.

Glissement avec loupe d'arrachement. Un très bel exemple de loupe de glissement, avec niche d'arrachement et lobe glissé bien individualisés, est visible, au Sud-Est d'Exmes, dans la côte de la D 26, à 2 km au Nord-Ouest du Bourg-Saint-Léonard. Dans la forêt de Grande-Gouffern, une autre loupe de glissement présente une morphologie plus complexe. Elle est probablement polyphasée.

Formations fluviatiles et dépôts des fonds de vallons

Alluvions pléistocènes : galets et blocs

En dehors des alluvions des fonds de vallées, les alluvions pléistocènes sont irrégulièrement réparties et les plus anciennes ne suivent pas toutes les vallées actuelles. Même à la surface des plateaux armés par la Formation résiduelle à silex, en particulier celui de la forêt de Petite-Gouffern, de nombreux silex sont suffisamment émoussés (sans marques d'éolisation) pour envisager d'anciens écoulements de nature fluviatile à leur surface. Les deux principales sources de matériau sont les quartzites paléozoïques (massif d'Écouves et écueil de Chailloué) et les formations crétacées : galets de quartz à la semelle de la Glauconie de base et silex. L'écueil de Chailloué a alimenté un écoulement vers le Nord, rejoignant la Dieuge et probablement aussi l'Ure et la Dives. Le passage entre les deux derniers bassins-versants n'a pu se faire que par un chenal contournant par l'Ouest la butte d'Exmes, avant le creusement de la dépression de Villebadin.

Comme pour la région d'Argentan, il est difficile de raccorder le système de terrasses alluviales de l'amont de l'Orne au système d'aval. Cela tient à plusieurs faits :

- le haut bassin de Sées-Argentan est séparé du bassin inférieur de l'Orne par une rupture du profil en long dans la traversée du massif granitique d'Athis ;
- la région de Sées-Argentan se trouve ainsi perchée et isolée du reste du bassin et tout le système de terrasses fluviatiles est dans une tranche altitudinale réduite (de l'ordre de 25 à 30 m pour tout le Quaternaire, contre plus de 80 m dans la région de Caen) ;
- les formations fluviatiles d'amont sont peu importantes, tant en épaisseur (du moins dès que l'on est à quelques kilomètres des cluses de sortie du

massif ancien) qu'en extension longitudinale. Il est donc difficile de coordonner entre eux les dépôts isolés.

Néanmoins, grâce aux cônes de la Thouane et de la Sennevière, trois ensembles Fw, Fx (regroupés en Fw-x) et Fx-y peuvent être séparés sur la base d'une comparaison de l'altération des galets à celle des nappes de l'Orne moyenne et inférieure (Pellerin, 1968, 1977). Le faible degré d'altération des galets excluant un âge pléistocène très ancien, la plupart des alluvions disposées en terrasses ont été, pour cette raison, rapportées au Pléistocène moyen.

Fu. Alluvions d'âge pléistocène inférieur possible (35 à 40 m au-dessus du lit de la rivière). Au Nord de La Cochère, à la Cour-aux-Oiseaux, sur un replat à l'altitude de 212 m environ, gisent des galets et blocs émoussés de silex, grès et conglomérats remaniés des matériaux attribués au Tertiaire. Ces éléments ne sont pas fortement altérés et ne paraissent pas antérieurs à un Pléistocène ancien élevé. Ce sont probablement les témoins de la première entaille de l'Ure dans le panneau tectonique abaissé de Gouffern.

Fv. Alluvions d'âge pléistocène moyen ancien probable (20 à 30 m au-dessus du lit de la rivière). Ont été rattachés à cette unité cartographique :

- des lambeaux d'alluvions anciennes de l'Ure, localisés à proximité de l'hippodrome du Pin-au-Haras, découverts par des travaux INRA (inédit) ;
- une succession de dépôts jalonnant un ancien cours d'eau allant de Chailloué vers la Dieuge ;
- des alluvions anciennes du Don, formant un dépôt étendu dans le bois du Château, à l'Est d'Almenêches ;
- un lambeau d'alluvions au Nord de Mortrée.

L'épandage Chailloué-Dieuge débute par un important remaniement du Poudingue de Chailloué. Autour de l'écueil, les alluvions Fv sont presque exclusivement constituées de galets de quartzite provenant de l'érosion du poudingue. Assez grossiers (nombreux éléments < 10 cm), les galets sont empâtés par une argile silteuse ocre à rouge. Au Nord de Marmouillé, les galets de quartzite deviennent minoritaires, la masse principale de l'épandage étant constituée par des silex émoussés et des galets de quartz remaniés de l'Albien. Nous n'avons pas trouvé de trace d'alluvions au Nord-Ouest de Nonant, mais les conditions d'affleurement sont mauvaises (prairies) et les alluvions anciennes de l'hippodrome du Pin renferment quelques galets en quartzite ordovicien parmi des silex émoussés et de petits blocs de grès tertiaire (taille maximale 30 cm). Un écoulement depuis Chailloué vers l'Ure par l'Ouest de Nonant est d'autant plus envisageable que les alluvions de l'hippodrome se situent à une altitude (200-208 m) légèrement supérieure au « col » de l'interfluve Dieuge-Ure (198 m). Outre les galets de quartzite précités, les alluvions de l'hippo-

drome sont constituées de silex plus ou moins émoussés, prédominants, de galets de quartz et de galets en grès tertiaire. Les éléments de longueur supérieure à 10 cm sont peu nombreux.

Les alluvions anciennes du bois du Château confirment bien que la rivière remaniant les galets en quartzite de Chailloué s'écoulait vers le Nord : ces galets y sont rares ; l'essentiel des éléments étant en silex, en quartz et en grès tertiaire, moins abondants. Le sondage 6-24, à l'Ouest du bois a traversé plus de 4 m de limons très argileux ocre à rouge brique dont la composition minéralogique rappelle celle des altérites de schistes du massif d'Écouves. Ils peuvent être interprétés comme un dépôt fluvio-lacustre antérieur à l'encaissement de la vallée de l'Orne.

Enfin, la butte culminant à 192 m au Nord de Mortrée est tapissée de galets en quartzite ordovicien, principalement dans sa partie septentrionale. Il est probable que cet ancien écoulement provenant du massif d'Écouves continuait sensiblement vers le Nord-Ouest, par la vallée de l'Orne.

Fw. Alluvions d'âge pléistocène moyen probable (3 à 12 m au-dessus du lit de la rivière). Au pied des reliefs de massif ancien, à la sortie de la cluse de Blanchelande dans une barre de Grès de May, la Thouane a édifié un large cône alluvial. Les sondages 5-20 et 5-21 donnent aux alluvions anciennes de la Thouane une épaisseur de 5 m et montrent qu'il s'agit d'une seule formation. Une coupe visible à la sortie Ouest de Mortrée (Barbey, 1967) les exposait sur 3 m, légèrement solifluées. L'état d'altération des galets, de même que l'aspect de la matrice rubéfiée, en font un dépôt comparable à celui d'Hérouville-Saint-Clair, qui correspond aux plus anciennes hautes alluvions périglaciaires quaternaires de l'Orne (Pellerin *et al.*, 1970). Les galets (Md = 10 à 15 cm) sont constitués de 85 % de quartzite et 15 % de schiste plus ou moins altéré, environ 10 % de gros galets et de très gros blocs atteignant 60 cm de longueur ; ces blocs se retrouvent dans tout le cône (exemple : hameau du Buisson). À Mortrée, les galets sont enrobés dans une matrice argileuse (30 à 40 % d'argile de la fraction inférieure à 2 mm) présentant des revêtements argileux très nets entre 1,10 et 1,90 m de profondeur ; ils reposent sur une formation sablo-argileuse de couleur lie-de-vin. Les alluvions Fw sont recouvertes en cet endroit de 50 cm de limon éolien.

Quelques lambeaux, au Nord de Mortrée, jalonnent l'ancien cours de la Thouane jusqu'à Méday. Plus en aval, le matériel paléozoïque devait transiter dans l'axe de la vallée de l'Orne, car les alluvions anciennes Fw-x de l'interfluve Orne-Ure à l'Ouest de Juvigny, contiennent de nombreux galets de grès paléozoïque.

Des alluvions à matrice rubéfiée semblable à celles de Mortrée ont été identifiées, en partie fossilisées sous les loëss, près de Bray, le long de la Sennevière ; un autre placage résiduel situé 1 km plus au NNW est l'indice

d'un ancien écoulement vers Mortrée, indépendant du cours actuel de la Sennevière.

Fw-x. Alluvions d'âge pléistocène moyen indifférencié. Ces alluvions sont bien développées dans la vallée de l'Ure où elles forment un long glacis entre La Cochère et Sai. Elles sont constituées de silex émoussés à cortex d'altération atteignant 0,5 cm d'épaisseur, de galets de quartz, remaniés de l'Albien et de blocs de grès tertiaire émoussés, souvent abondants. En aval de Sai, dans l'interfluve Orne-Ure, elles se chargent en galets et blocs, plus ou moins émoussés, de quartzite paléozoïque, certains altérés jusqu'au blanchiment. Les blocs les plus gros ont 50 cm de longueur. Le sommet de cet interfluve dominant l'Orne de 14 m, la partie la plus haute de ces alluvions pourrait être plus ancienne que le cône de la Thouane à Mortrée.

Dans la vallée du Don, en amont de Marmouillé, des alluvions anciennes occupent la même position morphologique que les alluvions Fw-x de l'Ure. Elles sont essentiellement constituées de silex émoussés, modérément altérés, accompagnés par quelques galets de quartz.

Fx-y. Alluvions d'âge pléistocène moyen récent à pléistocène supérieur, riches en galets de grès paléozoïques. Les alluvions notées Fx-y le long de la Sennevière ont les mêmes caractéristiques granulométriques que celles du cône ancien de Mortrée (Fw) ; mais l'état d'altération des galets de schistes est moins important et la matrice est moins argileuse. Les formations alluviales à galets de quartzite, de faible extension, situées peu au-dessus de la vallée actuelle du ruisseau de Tricoire près de Saint-Christophe-le-Jajolet ont une position morphologique semblable.

Alluvions holocènes

Fz/Fy. Alluvions holocènes : limons et limons sableux, recouvrant des alluvions grossières, d'âge weichsélien probable. Les très larges couloirs occupés par les vallées de l'Orne et de ses affluents ont été débarrassés dans les calcaires tendres bathoniens et les marnes calloviennes ou encore les formations albo-cénomaniennes (basse vallée de l'Ure). Ils sont tapissés par une couverture peu épaisse et irrégulière de graviers de fond (Fy) à matrice sableuse datant, selon le contexte régional, de la dernière période froide weichsélienne. Les graviers Fy ne sont pas altérés.

Ces alluvions grossières de fond sont généralement masquées par les alluvions fines holocènes (Fz) limoneuses ou limono-sableuses qui recouvrent tout le lit majeur des rivières actuelles. Dans le paysage, il faut cependant noter que la totalité des couloirs n'est pas recouverte de graviers ou d'alluvions holocènes. En effet, comme au pied de la « cuesta » du pays d'Auge (voir cartes géomorphologiques Caen et Mézidon : Coutard *et al.*, 1969, 1971), les marnes sont souvent taillées en grands glacis d'érosion qui

passent latéralement aux terrasses alluviales. À Mortrée-Bonain (sondage 6-16), l'épaisseur des graviers de fond de la Sennevière est importante : elle atteint 6 m.

Les alluvions holocènes ne sont bien individualisées des colluvions que dans les vallées principales, et encore seulement dans les parties présentant un fond bien plat (*flat alluvial*), limité du versant par une rupture de pente très nette. Les remplissages des fonds de vallées secondaires ont été notés CFy-z (voir ci-après). Les alluvions holocènes sont constituées principalement de limons alluviaux, plus ou moins sableux, d'un brun terreux, tirant parfois sur le vert ou le gris. En profondeur, elles deviennent hydromorphes, passant au faciès pseudogley (teinte grise tachée d'ocre), puis au faciès gley (aspect de vase putride de teinte gris bleuté à gris verdâtre, sombre à l'état humide).

L'épaisseur moyenne des alluvions holocènes est de 2 m. Profonde de 0,5 à 2 m, l'entaille du lit mineur n'atteint pas toujours les graviers de fond.

Dépôts des fonds de vallons

CFy-z. Colluvions et alluvions immatures indifférenciées des fonds de vallons et de vallées secondaires. Limons et limons sableux, plus ou moins chargés en fragments lithiques (grès, silex, galets de quartz, fragments calcaires, selon la géologie du bassin-versant). Dans les limons des fonds de vallées, les géli fractes sont fréquents, épars ou en passées d'épaisseur et d'extension variables. Ils sont les témoins d'une mise en place ou d'un remaniement par solifluxion du matériau limoneux qui ne présente que rarement des ébauches de stratification. En profondeur, les matériaux deviennent hydromorphes et prennent un faciès de pseudogley (teinte grise à taches ocre) ou même de gley (aspect de vase putride) dans les zones déprimées. Sur les marnes calloviennes, les gleys sont souvent très compacts et faciles à confondre avec les marnes. Au fond, on observe souvent quelques fragments de roches peu émoussés (grès, calcaires ou silex) peut-être légèrement déplacés par le cours d'eau, mais appartenant plutôt à des formations de géli fluxion qu'à de véritables alluvions ; sur les calcaires bathoniens, les formations périglaciaires de type grèze ou grouine atteignent souvent le fond des vallons. L'épaisseur de la formation CFy-z est généralement comprise entre 0,5 et 1,5 m ; elle peut atteindre localement 2 ou 3 m.

Uz. Encroûtements calcaires de galets et végétaux. Des dépôts de calcaire encroûtant ont été découverts essentiellement en fond de vallon ou dans des lits de rivière, principalement dans la partie augeronne de la carte (vallée de la Dives, Nord de la forêt du Pin, bordure occidentale de la forêt de Grande-Gouffern). La plupart sont actuels. Au Nord-Ouest de Macé, des galets et végétaux encroûtés et des ébauches de travertins sont recouverts par des colluvions limono-argileuses et pourraient être contemporains

des travertins décrits par P. Havlicek *et al.* (1991) dans les vallées de la Vie et de la Touques. Les traces de phénomènes d'encroûtement n'ont pas été recherchées de façon systématique ; elles sont probablement beaucoup plus nombreuses.

T. Dépôts tourbeux des fonds de vallées. Si les phénomènes de réduction de type gley sont fréquents dans les zones plates non drainées, les formations tourbeuses sont peu nombreuses. Elles n'ont été reconnues que dans trois sites : le marais de Mottey, à l'Ouest de Juvigny-sur-Orne ; à Sai, la Genterie en contrebas du Bois-Josselin, au Nord de Neuville-près-Sées et près de la Cheunière au Sud-Ouest de Saint-Léonard-des-Parcs. À la Genterie (sondage 1-20), 2 m de terre tourbeuse recouvrent 2 m de gley argileux plastique verdâtre. Ces formations n'ont pas été étudiées. Des formations tourbeuses d'extension très limitée existent dans quelques fonds de vallons façonnés dans des formations paléozoïques.

Formations anthropiques

X. Remblais. Seuls les remblais les plus étendus ont été figurés, en particulier :

- certains remblais historiques de l'ancien château fort d'Exmes ;
- les morts-terrains accumulés en terrils à la périphérie de la carrière de Chailloué ;
- les remblais de l'ancien site de traitement à la créosote des traverses de chemin de fer à la gare de Surdon, imprégnés par cette substance ; leur épaisseur ne dépasse guère 2 m.

TECTONIQUE

Deux ensembles structuraux composent la feuille Sées : le Massif armoricain, occupant l'angle sud-ouest de la feuille, et le bassin de Paris. Des pointements de socle dans le centre-Sud de la carte constituent d'anciens écueils de la mer jurassique.

Sur la feuille Sées, le Massif armoricain comprend des séries d'âge paléozoïque inférieur plissées par l'orogénèse hercynienne dont les synclinaux de Vrigny (ou de la Coudraie) et de Sées sont les témoins. La limite orientale du synclinal de Vrigny, orientée N150°, est d'origine tectonique. Au contraire, dans le synclinal de Sées, le passage des terrains paléozoïques aux terrains mésozoïques, même s'il présente une discordance angulaire (transgression après une longue lacune et des phénomènes épirogéniques), n'est pas de nature tectonique.

Plissement cadomien

La structuration la plus ancienne connue dans la région n'intéresse que des terrains n'affleurant que très peu (bordure occidentale de la carte), mais probablement bien représentés sous la couverture mésozoïque : les formations du Briovérien, d'âge protérozoïque supérieur (voir « Terrains non affleurants » et schéma structural de la carte).

Les couches du Briovérien, silteuses et gréseuses (wackes), ont été intensément plissées lors de l'orogénèse cadomienne. Généralement de même orientation que la stratification (N60 à N70°E), les plis sont isopiques, serrés, les couches étant souvent subverticales. Dans le bocage normand, ces plis sont recoupés par les granodiorites mancelliennes datées à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982).

Plissement varisque (ou hercynien)

Affectant l'ensemble du Massif armoricain et le substrat du bassin de Paris, la structuration varisque intéresse ici tout le socle infra-mésozoïque. Les terrains paléozoïques, reposant dans la région en discordance angulaire sur les séries briovériennes (Kuntz *et al.*, 1987), ont été plissés en plis symétriques d'axe N110°, déversés vers le Sud comme le montrent les flancs nord subverticaux du synclinal de Vrigny (ou synclinal de la Coudraie) et du synclinal de Sées.

• **Épirogenèse et fracturation du Cambrien au Dévonien.** Après la mise en place des granitoïdes cadomiens, la Mancellia constituera un môle résistant dans la plupart des événements tectoniques qui affecteront le Massif armoricain. Sa tendance à l'épirogénie positive apparaît probablement dès le Cambrien : dépôts peu épais dans les synclinaux de Sées et de la Coudraie, absence de formations cambriennes sur la feuille voisine Flers.

L'épisode volcanique cambrien est vraisemblablement lié à des phénomènes de distension sur la bordure orientale de la Mancellia (province volcanique du Maine s'étendant depuis la Charnie, entre Le Mans et Laval, jusqu'au synclinal de la Coudraie). En contrepartie, l'absence de filons doléritiques sur le territoire couvert par la feuille semble indiquer que l'épisode d'extension crustale E-W, en réponse à un serrage N-S à la limite Dévonien/Carbonifère (Gresselin et Dissler, 1988), responsable de la mise en place de ces roches dans les parties occidentale et centrale de la Mancellia, l'a peu affecté.

• **Orogenèse hercynienne.** Responsable du plissement des terrains cambriens et ordoviciens des synclinaux de Sées et de la Coudraie, l'orogénèse hercynienne assure à la Mancellia une position continentale jusqu'à nos jours, sa bordure n'étant atteinte que par les transgressions marines les plus importantes du bassin de Paris.

La fourchette d'âge du plissement est déduite d'observations paléontologiques dans la partie nord-ouest de la zone bocaine (département de la Manche ; Dupret *et al.*, 1990) : post-Viséen inférieur ou moyen et Autunien. Elle est probablement plus étroite, mais la flore westphalienne du Plessis (Coquel *et al.*, 1970 ; Lemoigne, 1968) ayant été recueillie sur des terrils, postérieurement à des importations de charbon depuis le pays de Galles, et le contexte sédimentologique cadrant mal avec cet âge (indications orales de R. Feys et J.F. Becq-Giraudon), la présence de sédiments westphaliens en Normandie est incertaine.

Déformations et fracturation post-varisques

La carte Sées est située dans une zone où la couverture mésozoïque est affectée par deux directions de fracturation : N110° et N60° à N70°E (éperon du Perche). L'examen de la carte tectonique à 1/1 000 000 de la France (Autran *et al.*, 1980) montre que les accidents suivant cette dernière direction se situent dans le prolongement du faisceau de failles N60°E Vitré–Mayenne–Alençon qui se rattache à l'Ouest au cisaillement nord-armoricain. Ces accidents peuvent donc être interprétés comme des rejeux de fractures hercyniennes.

Les directions N110° et N70° se relaient d'Ouest en Est, selon une ligne approximative Sées–Le Merlerault :

- faille de Gouffern au Nord-Ouest en N115°, faille du Merlerault N105°, puis N75°, vers l'Est ;
- faille de Mortrée au Sud-Est en N110°, faille de Sées en N100°, puis faille de Courtomer N65°.

Un trait structural transverse à ces structures, la flexure de Nonant, N40°, tournant à N20° vers le Sud, cloisonne le domaine structural en panneaux. Au Sud du vaste domaine monoclinale campagne de Falaise–Sud du pays d'Auge, à léger pendage nord-est, devenant nord et s'accroissant au Sud de Gacé, nous aurons donc :

- à l'Ouest, un domaine subdivisé en deux par la flexure N110° de la forêt de Petite-Gouffern ; le panneau abaissé de Gouffern, au Nord, le panneau d'Almenêches faiblement incliné vers le NNE, au Sud ;
- à l'Est, le panneau de Chailloué, incliné vers le Nord-Est.

Remarquons que les failles qui limitent le panneau d'Almenêches ont un rejet nord, tandis que celles qui bordent celui de Chailloué ont un rejet sud. Cette différence de style tectonique laisse présumer une rupture entre les deux panneaux et il est possible que la flexure « cartographique » de Nonant soit un faisceau de failles en escalier qui ont pu jouer en décrochement. Cette direction N20° constitue une direction préférentielle pour les décrochements récents à actuels (Suzzoni, 1988 ; cf. *infra*).

• **Faille nord de Grande-Gouffern.** L. Dangeard (1947) a montré que le sous-sol de la forêt de Grande-Gouffern, à structure anticlinale, est limité au Nord par un accident de direction N110°E, appelée ici « faille nord de Grande-Gouffern ». En particulier, il a observé le contact par faille de la Glauconie de base du Cénomaniens contre des calcaires bathoniens en bas de la côte de la route D 916, au Sud-Est de Bailleul, avec un rejet de l'ordre de 30 à 40 m (feuille à 1/50 000 Vimoutiers : Ménillet *et al.*, 1994a). Vers le Sud-Est, L. Dangeard nous indique que le Callovien apparaît au Sud de l'accident, avec une épaisseur croissante, ce qui suggère une diminution du rejet. À l'Est de Sainte-Eugénie, la faille décrite par L. Dangeard est relayée par une faille N135°, la faille de Sainte-Eugénie (Ménillet *et al.*, 1994b) se terminant par un petit champ de fracture à l'Ouest du Bourg-Saint-Léonard. À partir de cette localité, la faille principale reprend une direction N105° pour s'atténuer au Sud-Ouest de la butte d'Exmes où le Callovien moyen ne paraît guère décalé.

• **Faille du Merlerault.** Au Nord-Est de la feuille, à partir de Gacé, les assises de l'Oxfordien, de l'Albien et du Cénomaniens se relèvent nettement vers le Sud-Est, en direction de la faille du Merlerault (pendage de 2 à 3 %), expliquant le terme d'« anticlinal faillé du Merlerault » employé dans la littérature. Le rejet de la faille du Merlerault est assez important pour le Mésozoïque de la région : au moins 50 m à l'Est de Nonant, 70 m ou plus à l'Est du Merlerault. Son changement de direction paraît se faire par l'intermédiaire d'une petite faille en N20°.

• **Faille de Mortrée.** Relayant probablement vers l'Est la faille de Vrigny (Kuntz *et al.*, 1987), la faille de Mortrée n'a pas un rejet très important : 10 à 20 m au plus. Elle se perd et peut-être se termine sous les loëss à l'Est de Mortrée dans le secteur de Bonain.

• **Failles de Sées et de Courtomer.** Comme celui de la faille de Mortrée, le rejet de la faille de Sées est faible, mais cet accident se suit très bien sur le terrain. La faille de Courtomer, dite aussi « de Moulins-la-Marche », a un rejet beaucoup plus important, dépassant probablement la cinquantaine de mètres. Dans cette dernière localité, elle présente un rejet inverse (observation sur la carte à 1/50 000 L'Aigle, à paraître).

L'âge du jeu des failles N110° et N60-70° n'est pas connu avec précision. L. Dangeard (1947) a souligné le parallélisme de la faille nord de Grande-Gouffern et des structures hercyniennes sous-jacentes, ce qui implique le rejeu probable d'un accident de socle. Ces failles se situent dans la partie septentrionale d'une zone particulièrement sensible à l'épirogénie et marquée par des changements de faciès au cours du Mésozoïque, principalement les failles de Gouffern et du Merlerault : l'« axe du Merlerault », entrevu sur des arguments morphologiques par L. Lecornu dès 1889. Le rôle paléogéographique de cet axe est confirmé par toutes les études récentes ; il a formé la limite septentrionale de l'éperon du Perche

au Jurassique et au Crétacé. Les affleurements du Callovien ne sont pas assez nombreux dans le secteur pour permettre de suivre l'évolution de la sédimentation et déceler une influence éventuelle de ces accidents. Mais l'axe du Merlerault limite au Cénomaniens supérieur les faciès carbonatés « normands » des faciès sableux percherons et manceaux (Juignet, 1974). Le jeu principal des failles est postérieur au Cénomaniens inférieur. La position de la faille nord de Grande-Gouffern, juste au pied d'un escarpement façonné dans des formations meubles sablo-argileuses, sans recul dû à l'érosion, est l'indice d'un jeu assez récent, vraisemblablement cénozoïque.

• **Flexure de Nonant-le-Pin.** De direction N40°, mais se raccordant probablement à une faille courbe de direction N10° à N165°, au Nord de Sées (peut-être enregistrée par les mylonites de l'Abbé, sur la commune de Macé, et continuant sur la feuille Alençon au SSW), la flexure de Nonant a été mise en évidence par la cartographie, et le sondage 7-16 effectué pour la vérifier. Elle abaisse vers l'Ouest les terrains calloviens et albo-cénomaniens d'une vingtaine de mètres.

Possibilité de mouvements cénozoïques

Depuis la feuille à 1/50 000 Sées jusqu'en Anjou, J.M. Suzzoni (1988) a étudié la chronologie des principales déformations cassantes observées dans les formations jurassiques et crétacées. Il distingue :

- des accidents subméridiens, rapportés à la compression pyrénéenne (Crétacé terminal à Éocène) ;
- des jeux décrochants E-W à NW-SE, qui pourraient être liés à une phase compressive alpine d'âge miocène ;
- des fentes de tension selon ces mêmes directions, rapportées à une distension N-S, d'âge pliocène possible ;
- des microdécrochements tardifs N20° à N50°E, reliés aux contraintes de compression récentes à actuelles.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Protérozoïque terminal : bassin marin briovérien et orogène cadomienne

Les premières données sur l'histoire géologique de la région nous sont fournies par les dépôts briovériens du Protérozoïque supérieur. À cette époque, elle se situait dans un bassin assez profond, en bordure d'une masse continentale comprenant les roches les plus anciennes d'Ibérie et d'Armorique méridionale, soudées au vaste ensemble proto-gondwanien. Ce dernier comprenait les parties les plus anciennes de l'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Australie, de l'Antarctique et du Dekkan, en voie de regroupement. Probablement marin, le bassin briovérien ou « mancel-

lien » était limité au Nord par un arc orogénique : la cordillère constantienne (Dissler *et al.*, 1986). À la fin de cette période, vers 600 Ma, les sables et boues déposés, puis lithifiés dans ce bassin, sont intensément plissés selon des directions WSW-ENE et acquièrent une schistosité. Au Sud-Ouest, ces plis sont recoupés par des granodiorites datées à 540 Ma. La région était donc intégrée à une chaîne de montagne (chaîne cadomienne) et émergeait.

Paléozoïque : retour de la mer, puis plissement varisque

Dès le **Cambrien**, le bâti cadomien se fracture et la mer tend à réenvahir la région. Vraisemblablement en condition deltaïque, se déposent des conglomérats (« Poudingue pourpré »), des sables et des boues, en discordance sur la tranche des schistes briovériens redressés. Témoins de la fracturation du bâti cadomien, les rhyolites ignimbritiques d'Écouves s'épanchent à partir d'une caldeira centrée approximativement en limite sud-occidentale de la carte (commune du Cercueil, feuille à 1/50 000 Alençon ; Le Gall, 1993).

Ensuite, la sédimentation devient encore plus fine (pélites, argilites) puis carbonatée. Vers 475 Ma (**Ordovicien**), nouvelle transgression et la mer dépose des sables sur toute la partie nord-est de l'actuel Massif armoricain. Cimentés, ces sédiments littoraux, élaborés à partir d'un ancien reg, deviendront le Grès armoricain. Au Llanvirn, les dépôts deviennent plus fins et réducteurs (Schistes du Pissot). Au cours du Llandeilo, la sédimentation redevient sableuse (Grès de May). La faune est toujours rare ou mal conservée (trilobites, bivalves, brachiopodes).

La sédimentation se continue probablement jusqu'au milieu du **Dévonien** : pélites à fragments ou Tillite de Feugeurolles, schistes noirs ampéliteux du Silurien, sables. L'absence de dépôts postérieurs au Dévonien moyen, dans le Nord-Est du Massif armoricain, est généralement rapportée à une émergence liée aux prémices de la phase bretonne, en particulier par E. Dissler *et al.* (1986) qui la considèrent comme une réponse épirogénique aux mouvements de compression et de coulissage complexes, contemporains de la collision continentale sud-armoricaine ; ces phénomènes ont probablement entraîné des érosions.

Au **Carbonifère**, la région subit les plissements varisques entre le Namurien et le Stéphanien, les sédiments du bassin houiller de Litrzy (Calvados), au Nord-Ouest, n'étant pas plissés (voir « Tectonique »). Les dernières phases de l'orogénèse varisque se sont traduites dans la région par une fracturation.

Période post-varisque

Après le paroxysme de l'orogénèse varisque, la région reste émergée pendant toute la fin du Paléozoïque et le Trias. L'érosion transforme la chaîne de montagne en pénéplaine. Certaines dépressions se sont probablement remplies de sables et graviers d'origine continentale, dépôts ultérieurement érodés lors des transgressions. D'abord protégées par leur position basse, les barres de grès des synclinaux paléozoïques sont finalement mises en relief et constituent encore les points culminants de la région.

Au *Trias supérieur*, la pénéplation n'était pas achevée. Des reliefs résiduels subsistaient et la surface de la pénéplaine post-hercynienne présentait une pente vers le NNW. Les crêtes de grès-quartzites des synclinaux varisques, dégagées par érosion différentielle, dominaient les régions basses creusées dans les roches plus tendres, et notamment dans les terrains briovériens. À partir du Rhétien, les conditions climatiques plus humides ont favorisé une sédimentation continentale sur toute la Normandie. En contrebas des reliefs se sont alors déposés des lentilles de galets, graviers et sables fluviaux, et des placages d'argiles bariolées. Ces dépôts sont reconnus dans une large dépression de la pénéplaine post-hercynienne qui se rétrécit depuis le bassin de Carentan jusque dans la région de Falaise à l'Ouest ; ils sont également présents, dans les paléocreux séparant les paléocrêtes à l'aplomb des synclinaux paléozoïques érodés.

Au *Jurassique inférieur*, la mer liasique envahit le réseau de drainage de cette pénéplaine pour conquérir progressivement la bordure orientale de Massif armoricain. La mer pliensbachienne s'étend tardivement, mais brusquement sur la pénéplaine bas-normande à l'Ouest et au Sud-Ouest de la région étudiée, jusqu'aux premiers massifs granitiques de la Mancellia. Contournant ou recouvrant les reliefs résiduels, la mer liasique borde alors les terres émergées armoricaines qui fournissent des apports terrigènes et des restes végétaux. Sur cette plate-forme est-armoricaine, dans des eaux peu profondes, bien aérées et riches en éléments nutritifs, la faune benthique prospérait. Mais la sédimentation restait très condensée et discontinue, avec arrêts de dépôt, surfaces d'érosion, remaniements et lacunes fréquents, indiquant d'importantes fluctuations hydrodynamiques et des réajustements épirogéniques du tréfonds armoricain, notamment à la limite Carixien/Domérien, au début et à la fin du Toarcien et à l'Aalénien terminal.

La série jurassique normande a été récemment réexaminée en terme de stratigraphie séquentielle (Guillocheau *et al.*, 1991 ; Rioult *et al.*, 1991), donnant un cadre géodynamique global pour l'ensemble du bassin de Paris.

Ce n'est qu'au *Bajocien supérieur* que débute l'enregistrement accessible à l'œil de l'histoire géologique de la région. La mer s'étale alors

largement sur la Normandie, débordant la limite des dépôts liasiques. Un régime de plate-forme carbonatée s'ébauche. Les dépôts transgressifs se biseautent contre les écueils de grès paléozoïque qui ne sont pas encore tous recouverts de sédiments. Les couches bajociennes transgressives reposent sur divers substrats : tantôt sur des formations aaléniennes, toarciennes ou pliensbachiennes plus ou moins condensées et ravinées, tantôt directement sur le socle paléozoïque ou même protérozoïque, altéré ou érodé. Ces divers types de contact stratigraphique indiquent bien qu'à l'Ouest, une phase épirogénique, plus importante que celle du Lias, accompagnée d'une dénudation intense et d'une lacune, est intervenue juste avant la transgression rapide du Bajocien supérieur, et qu'elle a profondément affecté cette partie du Massif armoricain.

Une nouvelle pulsation transgressive intéresse la même région durant le **Bathonien inférieur à moyen**. Sensible sur les écueils, mais plus discrètement exprimée ailleurs, elle se manifeste toutefois par l'évolution sédimentaire conduisant de calcaires bioclastiques aux calcaires oolitiques (Calcaire de Sarceaux), avec des zones plus abritées, notamment entre les écueils, favorisant le dépôt de boues calcaires (Calcaire de Valframbert). Cette séquence sédimentaire traduit une augmentation de l'énergie hydrodynamique sur les fonds marins d'une plate-forme carbonatée et donc une tendance corrélative à l'émersion.

Au **Bathonien supérieur**, une nouvelle pulsation transgressive, recon nue seulement au Nord de la feuille (Calcaire de Fel), dépose des calcarénites à débris de bryozoaires, mollusques et échinodermes ; elle correspond sensiblement à la Zone à Waageni. Après une lacune recouvrant approximativement la Zone à Oeppli, la sédimentation bioclastique marine reprend avec plus d'énergie, engendrant le Calcaire d'Argentan, à grandes stratifications obliques pentées localement vers le Nord et tronquées par une surface d'érosion, perforée, supportant l'épaisse série argileuse callovienne.

Au **Callovien**, en effet, un important changement de sédimentation intervient avec la substitution brutale d'un régime terrigène au régime carbonaté de plate-forme du Bathonien (Dugué et Rioult, 1989a). La sédimentation se trouve homogénéisée et les dernières couches du Bathonien terminal (Sous-zone à Discus) ne semblent pas représentées entre Saint-Pierre-sur-Dives au Nord et Sées au Sud. Les Marnes du Petit-Tellier, du Callovien inférieur débutent cette sédimentation boueuse au Nord d'Argentan, tandis que dans la région de Sées, des calcaires ferrugineux de la Zone à Macrocephalus témoignent d'une résistance locale à l'envasement de la plate-forme. Les alternances marnes silteuses-calcaires micritiques du Callovien inférieur dénotent une certaine rythmicité de la sédimentation.

À partir du sommet du Callovien inférieur, la vasière reçoit des apports détritiques épisodiques qui vont subsister en s'amplifiant jusqu'au Callovien supérieur. Les lumachelles à brachiopodes du sommet du

Callovien supérieur et du Callovien moyen, représentent probablement des thanathocénoses liées à des variations rapides de certains facteurs écologiques. Au-dessus viennent les marnes plus monotones, peu fossilifères et à passées silteuses du Callovien supérieur (équivalent latéral des Marnes de Dives) qui se terminent par un niveau de calcaire bioclastique ferrugineux très continu. Au-dessus, les Marnes à pernes (base de l'Oxfordien inférieur) riches en *Isognomon promytiloides*, *Gryphaea dilatata* et *Thurmannella obtrita*, se chargent en passées silto-sableuses au sommet dans la région de Gacé.

Cette épaisse série terrigène callovo-oxfordienne correspond à d'anciens dépôts de vasières littorales à huîtres ou à brachiopodes, recevant les apports détritiques des terres armoricaines voisines soumises à l'érosion, en conséquence probable de mouvements épirogéniques (Dugué et Rioult, 1989b), et ouvertes épisodiquement aux influences franchement marines du large. Les céphalopodes occasionnels indiquent des affinités avec la province subboréale, dominantes au Callovien inférieur et supérieur, moins marquées au Callovien moyen et à l'Oxfordien inférieur.

À la **fin de l'Oxfordien inférieur**, le dépôt du « Roussier » de Gacé, formation carbonatée détritique et ferrugineuse à passées gréseuses ou lumachelliques, à stratifications obliques, reflète des influences continentales fluviales liées à une crise épirogénique régionale. Celle-ci précède l'installation de la plate-forme carbonatée de l'**Oxfordien moyen** sur la bordure est-armoricaine pratiquement nivelée par les terrigènes callovo-oxfordiens. Des sables oolitiques calcaires se mettent d'abord en place sous le contrôle de courants, suivis de couches périrécifales à débris de polypiers, à oncolites d'origine cyanobactérienne et à nérinées, et terminés par des couches carbonatées tantôt boueuses, tantôt sableuses, à *Diceras minor*. L'évolution de ces carbonates indique une tendance au confinement et, localement, une dolomitisation affecte ces couches coralliennes poreuses. Des discontinuités d'extension limitée et des galets intraformationnels se rencontrent dans cette série, notamment au milieu et au sommet. Les faunes récifales et les algues calcaires présentes dans ces dépôts carbonatés indiquent un climat plus chaud contrôlant une sédimentation de plate-forme carbonatée.

Les derniers dépôts jurassiques de cette région datent de l'**Oxfordien supérieur** et sont représentés par le Calcaire à astartes, visible dans le Nord-Ouest de la région étudiée. Ce nouveau changement de sédimentation conduit à des vasières littorales proches de l'émersion, avec peuplement de petits mollusques en populations oligospécifiques riches en individus. Ce type de dépôt caractérise l'Oxfordien supérieur, mais le faciès monte dans le Kimméridgien sous le plateau du pays d'Ouche, plus à l'Est.

La mer quitte la bordure est-armoricaine au cours du Jurassique supérieur, au plus tôt au Kimméridgien, si ce n'est vers la limite Jurassique/Crétacé, période d'activité épirogénique liée à la phase cimmérienne

tardive. Après l'émersion, la surface d'érosion continentale anté-crétacée recoupe donc des formations jurassiques d'âge différent, depuis l'Oxfordien supérieur au Nord-Est (région de Gacé) jusqu'au Callovien inférieur à l'Ouest (région d'Argentan). En discordance stratigraphique, la mer crétaée transgressive reconquiert la marge orientale du Massif armoricain.

À la fin du Crétacé inférieur, la mer envahit à nouveau tout le domaine jurassique et déborde sur les limites actuelles du Massif armoricain. Des galets de quartz jalonnent localement la surface de transgression. À l'**Albien** et au **Cénomanién**, le taux de sédimentation reste faible. Les dépôts sont essentiellement détritiques dans une vaste vasière circalittorale et des milieux confinés favorisant un enrichissement en fer et potassium et une importante authigenèse aboutissant à la formation de grains de glauconie.

Ensuite, le milieu s'ouvre progressivement, mais avec des fluctuations plus ou moins rythmiques soulignées par une organisation séquentielle, difficile à observer dans la région, par manque d'affleurements. La plupart des paraséquences sont limitées à leur partie supérieure par un niveau de craie noduleuse ou un banc durci (hardground). Certains d'entre eux, d'extension régionale, limitent des mégaséquences. Ces dernières correspondraient à des cycles eustatiques transgression-régression, au nombre de cinq (Juignet et Breton, 1992), le dernier débordant largement sur le **Turonien**. Au cours de cette évolution, la phase carbonatée augmente progressivement, le faciès évoluant de craies glauconieuses riches en éléments détritiques et bioclastes, à des craies plus franches, largement constituées de coccolithes et *Nannoconus*. L'abondance des foraminifères planctoniques dans les craies du Cénomanién supérieur souligne l'appartenance à un milieu infratidal.

La sédimentation crayeuse s'est poursuivie au moins jusqu'au **Santonien**, ainsi qu'en témoignent les foraminifères recueillis dans la Formation résiduelle à silex, altérite qui surmonte et entame ici les craies du Cénomanién. Au cours de la régression fini-crétacée, la mer se retire du bassin de Paris et livre les dépôts crayeux à l'altération et à l'érosion. La présence de microfossiles remaniés de l'Albien révèle le soulèvement et l'érosion de la bordure du socle armoricain.

En l'absence de dépôts datés, l'histoire de la région au **Tertiaire** est très mal connue. Le contexte régional permet de supposer une évolution essentiellement en milieu continental. Les dépôts sableux et gréseux sont trop localisés et trop résiduels pour permettre de reconstituer des ébauches de réseaux fluviaux.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Les formations superficielles, l'évolution du réseau hydrographique et la géomorphologie sont les principaux témoins de l'histoire récente. Les éléments de datation sont rares ou imprécis, mais les contextes régional et nord-ouest européen permettent de saisir les grandes lignes de la géodynamique récente. Le fait majeur est le rejeu d'accidents anciens, probablement en contrecoup des principales phases d'activité orogénique du domaine pyrénéo-alpin. Sur les plateaux et les reliefs, les altérites sont fréquemment puissantes, mais peu évoluées. Les différences d'épaisseur des altérites entre les zones hautes et basses sont dues, au moins en partie, à des différences de lithologie, ce qui limite leur utilisation comme critère d'évolution géomorphologique. D'autant plus que des altérations épaisses ont été observées sous le lit même de l'Orne (Sées, Giberville).

La dispersion actuelle du réseau hydrographique autour de l'éperon du Perche est l'indice d'une tendance épirogénique positive. L'évolution du réseau hydrographique est marquée par quelques changements. Un ancien écoulement N-S, en direction de la haute Dives, puis de la Vie (Ménillet *et al.*, 1994b) a été remplacé par des écoulements (Don, Dieuge, Ure) en direction de l'Ouest vers la campagne d'Argentan ; il n'est pas impossible que l'« axe du Merlerault » (voir « Tectonique ») ait eu un jeu positif au cours du Pléistocène.

Les phénomènes périglaciaires, liés principalement aux alternances gel-dégel au cours des périodes froides du Quaternaire, ont intensément marqué, déformé et remanié les dépôts et altérites qui affleuraient à la surface des plateaux et des versants. Cryoturbation, gélifluxion, cryoreptation, glissements en masse et, dans les périodes plus clémentes, le ruissellement diffus, ont largement contribué à générer un manteau de formations superficielles épais et diversifié. Ces dernières ont fourni leurs principaux matériaux parentaux aux sols de cultures et constituent la plupart des sols de fondation. Sans oublier les dépôts de poussières minérales, les lœss, laissés sur les plateaux par des vents froids et secs.

D'un point de vue sismique, la région apparaît assez stable. Aucun épïcêtre de tremblement de terre important n'a été localisé à l'aplomb du territoire de la feuille Sées par les recherches de sismicité historique et les sismographes instrumentaux (Vogt et Weber, 1980). Parmi les séismes des régions voisines ayant secoué ce territoire, citons, d'après J. Vogt *et al.* (1979), celui du 30 décembre 1775 qui a ébranlé la région de Caen, celui du 20 janvier 1827, avec dégâts (chutes de cheminées) à Mortagne et au Mesle-sur-Sarthe, celui du 30 mai 1889 qui a touché Condé-sur-Noireau (intensité MSK : VI) et celui du 19 novembre 1927 dont l'épïcêtre se situait 7 km au Sud-Est de Flers-de-l'Orne. Si la sismicité historique apparaît donc peu importante dans la région, rappelons cependant que la

structure profonde de celle-ci appartient au Massif armoricain dont l'évolution néotectonique, au cours du Quaternaire, est loin d'être négligeable.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS ET VÉGÉTATION

Non fondées sur des études approfondies de pédologie et de phytogéographie, ces quelques notes n'ont qu'une valeur indicative ; elles ont pour objet de présenter quelques généralités montrant le lien entre le substrat géologique et les principales caractéristiques des sols et de la végétation. Pour plus de précisions, il conviendra de consulter des spécialistes de ces disciplines et leurs travaux. Parmi ces derniers, citons la carte pédologique de la France à 1/1 000 000 publiée par l'INRA et la carte de la végétation de la France à 1/200 000 (Corillon, 1957), que nous avons utilisées pour la rédaction de ce paragraphe.

Dans la région, la plupart des sols sont récents, souvent d'âge holocène. Leur différenciation est principalement liée aux phénomènes de brunification, de lessivage et de podzolisation. La série des sols va essentiellement du sol brun au sol lessivé, le stade de podzolisation n'étant atteint que sur certaines parties hautes, gréseuses, du massif d'Écouves. La lithologie du substrat intervient directement dans la texture, la perméabilité et la charge caillouteuse des sols ; elle a joué un rôle prépondérant dans la genèse du relief, facteur majeur dans l'évolution des sols et leur condition de drainage.

Quelle que soit la nature du substrat, les sols sont généralement plus évolués dans les zones hautes et planes ; moins évolués et plus caillouteux sur les versants (sols peu évolués d'apport colluvial) et hydromorphes en fonds de vallons (faciès à pseudogley, à gley, à stagnogley et même tendance tourbeuse dans les cuvettes mal drainées). Les informations sur les types de sols développés sur un substrat d'âge paléozoïque sont surtout renseignées par les données publiées dans les notices des cartes voisines Argentan et Alençon, où les terrains paléozoïques affleurent plus largement.

Sols sur schistes paléozoïques

Sur les schistes paléozoïques des synclinaux de la Coudraie et de Sées, les sols, principalement des sols lessivés hydromorphes, sont beaucoup plus argileux que sur les siltites du Briovérien. Localement, des oxydes de fer et de manganèse accumulés à la base du profil, forment un conglomérat plus ou moins dur (bétain). Sur ces sols, alternent des prairies hygrophiles et la forêt.

Sols sur grès paléozoïques

Sur les grès paléozoïques, en particulier sur le Grès armoricain, on rencontre les sols les plus pauvres de la région : rankers dans les zones rocheuses, sols bruns acides généralement plus évolués et moins profonds que sur granite, sols ocre podzoliques et localement podzols, en particulier dans les zones hautes. Sur les versants abondent les blocs, parfois de grandes dimensions. Ne convenant guère aux cultures, ces sols conservent une vocation forestière : chênaie sessiliflore ou chênaie-hêtraie acidiphile, souvent clairsemée et dégradée, avec bouleaux et châtaigniers. Selon la fraîcheur du sol et l'exposition, fougère-aigle, myrtille ou callune abondent, la canche flexueuse occupant souvent la strate herbacée.

Sols sur sables liasiques

Le caractère drainant des sables fins liasiques et leur position entre le socle et des argiles à la base et les calcaires du Dogger au-dessus, leur donnent un rôle d'exutoire pour l'aquifère des calcaires bathoniens. Le plus souvent, des bancs humides à détremés, occupés par une végétation silicicole et riche en joncs, permettent de positionner dans le paysage l'affleurement de cette formation, d'une épaisseur inférieure à 4 m mais importante sur le plan hydrogéologique.

Sols sur calcaires bathoniens

Sur les calcaires bathoniens non recouverts de limons, deux cas se présentent :

- fragmenté en plaquettes ou en granules (calcaires oolitiques), le calcaire est subafléurant et plus ou moins pénétré et mélangé, en surface, de limon argileux ; très caillouteux, les sols sont de type brun calcaire ;
- le calcaire est recouvert par une pellicule plus ou moins épaisse et discontinue de limon argileux brun-rouge (matériaux de décalcification + argiles d'illuviation + apports éoliens discrets). Plutôt localisé dans de légères dépressions, ce limon est la roche mère de sols bruns à charge caillouteuse faible.

Presque tous cultivés (céréales principalement), ces deux types de sols sont généralement sains, sauf si des bancs calcaires non fissurés bloquent le drainage vertical ou si le limon argileux, en dépression, est suffisamment épais pour provoquer un engorgement.

Les sols formés à partir des faciès pisolitiques et bioclastiques grossiers et poreux, limités aux zones hautes armées par les grès paléozoïques, donnent des terres agricoles caillouteuses, généralement cultivées mais à faible rendement, dans la mesure où le drainage est favorisé par la nature du substrat et empêche l'installation de prairies durables. De plus, ces points hauts de faible extension étaient trop soumis aux vents violents

pendant les périodes froides du Quaternaire pour recevoir une couverture de lœss suffisante, capable d'améliorer le faible potentiel de ces faciès réciaux à former des sols riches.

Sols sur marnes et silts argileux du Callovo-Oxfordien

Sur les couches de la série marneuse callovo-oxfordienne, la série des sols va du sol brun calcaire au sol brun lessivé. Les deux principaux facteurs de différenciation des sols sont la lithologie et le relief. Les sols les moins évolués (sols bruns calcaires, sols bruns calciques) sont essentiellement localisés sur les pentes fortes à moyennes. Les sols bruns lessivés prédominent sur les faibles pentes et les replats.

La texture et la profondeur des sols sont liées à la lithologie du substrat : sols limono-argileux et peu épais sur les marnes pauvres en fraction silteuse (Callovien inférieur et Oxfordien inférieur) ; sols limoneux à limono-sableux épais sur les assises du Callovien supérieur, en particulier sur l'Assise des Carreaux. Sur le Callovien inférieur et moyen et sur les marnes de l'Oxfordien inférieur, la charge caillouteuse peut être importante, en particulier sur les versants exposés au Sud et à l'Ouest.

L'hydromorphie est de règle sur les versants en faible pente et les basfonds où les phénomènes de lessivage ont fréquemment généré un horizon argileux jaunâtre ou bariolé ocre et gris-beige (faciès pseudogley), épais de 0,30 à 0,50 m, au-dessus du substrat marneux. Cet horizon argileux contient fréquemment des concrétions ferro-manganiques similaires au « grison » du Perche déjà reconnu sur les feuilles voisines (Alençon et Argentan). Dans les dépressions les moins drainées, l'hydromorphie va jusqu'au faciès gley (aspect de vase grise putride, compacte).

Les bancs calcaires intercalés dans la série callovo-oxfordienne, souvent fissurés, peuvent constituer des drains, en particulier ceux du Callovien moyen. À leur exutoire sur les marnes, les venues d'eau entretiennent localement des mouillères.

Les niveaux silto-sablonneux du Callovien supérieur sont très sensibles à l'érosion par les eaux de ruissellement et aux phénomènes de tassement et de battance sur faible pente.

Les sols sur marnes et silts argileux du Callovo-Oxfordien sont utilisés en herbages : l'élevage des bovins est de longue tradition dans le secteur d'Almenèches, La Cochère et Le Merlerault, partiellement remplacé par l'élevage du cheval de trot depuis trois décennies. Si la multiplication des haras a largement maintenu le bocage herbager, le développement du maïs dans l'alimentation des bovins et la pratique du drainage ont ouvert aux cultures les sols limoneux, en particulier ceux qui recouvrent les formations du Callovien moyen et du Callovien supérieur.

Sols sur calcaires oxfordiens

À l'altération, le « Roussier » donne des sols bruns calcaires et des sols bruns, riches en sable grossier, un peu limoneux et argileux, de teinte rousse ; sains lorsque le « Roussier » a toute son épaisseur, ils sont utilisés en cultures. À la base de sa zone d'affleurement, le « Roussier » est souvent soliflué sur les marnes oxfordiennes et devient hydromorphe ; les cultures sont relayées par les herbages. Sableux, les sols sur « Roussier » sont sensibles à l'érosion.

Calcaire tendre avec quelques bancs durs, le « Grouais » est la roche mère de sols bruns calcaires, généralement peu profonds et très carbonatés. Riches en graviers calcaires et en blocs dans les zones d'affleurement des bancs durs, leur fraction fine est souvent assez argileuse et présente une teinte brune. Ces sols sont presque tous cultivés.

Sur le Calcaire à astartes, la fraction fine est encore plus argileuse. En culture, les sols se reconnaissent par l'abondance de la charge caillouteuse formée de plaquettes calcaires à patine blanche. Lorsque les intercalations marneuses sont nombreuses et que les conditions de drainage sont médiocres, les sols sur Calcaire à astartes sont utilisés en herbages.

Sols sur formations glauconieuses albiennes et craies glauconieuses du Cénomanién

Ces sols se caractérisent par leur teinte noire à gris foncé en surface, leur hétérogénéité et leurs caractères vertiques en conditions hydromorphes. En effet, leur fraction argileuse est principalement constituée d'argiles gonflantes (smectites, interstratifiés irréguliers illite-smectite, vermiculite). Ces sols sont d'autant plus hétérogènes que leurs zones d'affleurement sont entrecoupées de formations de versant de composition très variable.

Sur la Glauconie de base, les sols sont argileux, peu épais, gris-brun verdâtre, à noirâtres en surface. Planosols ou sols bruns, ils présentent habituellement une hydromorphie d'imbibition. Malgré leur richesse en glauconie, ces sols sont généralement pauvres en potassium assimilable, avec un déséquilibre minéral en faveur du magnésium. Ils peuvent être calcaires. Les dépressions mal drainées sont souvent tourbeuses, surtout à proximité des sourcins liés aux passées sableuses. À l'Ouest de Croisilles, la Glauconie de base est souvent sableuse ; les sols sont engorgés à la base des sables.

Sur les craies glauconieuses, les sols ont des caractères assez variables, en fonction de la présence ou non de carbonate, de la teneur en silt, en sable et en argile. Comme sur beaucoup d'autres formations de la carte, la série va du sol brun calcaire au sol brun lessivé. Les sols sont sains, sauf en bas de versant ou sur des plateaux et replats où ils sont fréquemment

hydromorphes. L'argile des niveaux glauconieux est altérée et apparaît sous forme d'une argile vert pâle ou ocre, riche en minéraux gonflants donnant au sol des caractères vertiques en conditions hydromorphes. La charge caillouteuse, rognons de craie durcie, cherts ou silex, est variable.

Sur les formations albiennes et cénomaniennes, on retrouve les mêmes types de sols qu'en pays d'Auge, avec une prédominance des sols de pente. En terme de terroir, la partie septentrionale de la carte appartient encore à cette région. Ces sols sont toujours le domaine du bocage herbager. Cependant, sur les plateaux façonnés sur les altérites de craie glauconieuse, du fait de la présence de placages de Formation résiduelle à silex, la forêt est bien développée (forêts de Gouffern, en particulier). Les sols y sont généralement plus lessivés que sur les versants, mais la présence locale d'asperule (*Asperula odorata*) indique une certaine richesse du sol en bases.

Sols sur Formation résiduelle à silex

Chargés en cailloux et blocs de silex et de cherts argileux en profondeur, les sols sont peu favorables aux cultures. Ce sont généralement des sols bruns lessivés acides, peu profonds. L'horizon d'accumulation argilique est très compact, vert ou bariolé ocre et gris-beige (pseudogley), et des problèmes d'hydromorphie apparaissent à chaque période pluvieuse. Ces sols sont occupés par la forêt : chênaie ou chênaie-hêtraie acidiphile ; sous-bois de ronces, chèvrefeuille et houx sur les sols peu lessivés ; myrtillier, fougère-grand-aigle, callune et canche flexueuse sur les sols les plus acides.

Sols sur limons éoliens

Les limons éoliens sont les roches mères de sols bruns de culture, faiblement à modérément lessivés. Sur substrat calcaire (campagne de Sées, plaine calcaire entre Nonant et Le Merlerault), ils peuvent être encore calcaires (sols bruns calcaires ou calciques). En pays d'Ouche (Nord-Est de Brullemail), ils sont toujours décalcifiés et plus nettement lessivés, avec un horizon plus argileux bariolé ocre et gris-beige en profondeur (pseudogley). Quand ils sont peu épais, ils présentent une faible charge caillouteuse en silex (B-LPS).

Les limons sur substrat marneux (A)-E) sont également cultivés ; ils sont généralement plus hydromorphes et battants que les limons éoliens purs et le pseudogley est de règle en profondeur.

Tous les sols développés sur les limons éoliens sont très prisés en cultures céréalières, car ils fournissent, le plus souvent, les meilleurs rendements.

Sols sur formations de versant

Des formations de versant existent sur la plupart des versants, mais nous prendrons en compte ici uniquement celles qui ont été figurées sur la carte. Comme celles de leurs roches mères, les caractéristiques des sols sur versant sont très variables en composition et en épaisseur. En outre, leur degré d'évolution, allant des sols peu évolués d'apport colluvial aux sols podzoliques, accroît encore leur diversité.

Dans le massif d'Écouves, les sols de versant ont une charge caillouteuse (fragments et blocs de grès) généralement importante, pouvant constituer localement presque des pavages. Cette charge caillouteuse est empâtée ou supportée par des sables, des limons et des argiles en proportion variable. Sur sable, en haut de versant, le stade de la podzolisation peut être atteint, en particulier sur les matériaux issus du Grès armoricain. Quand la teneur en argile est importante ou augmentée dans un horizon d'accumulation argileuse peu profond, l'hydromorphie est fréquente. Sur ces sols, la forêt de climat océanique acidiphile prédomine : chênaie sessiflore sur versant sud, où l'abondance du châtaignier, de la fougère-grand-aigle et de la canche flexueuse est un indice de sols podzoliques ; chênaie-hêtraie à myrtillier sur versant nord.

Sur le Grès de May, à intercalations silteuses plus fréquentes, les sols sont généralement moins lessivés et les bois apparaissent souvent entrecoupés d'herbages.

Sur les formations de versant à matériaux remaniés des assises glauconieuses de l'Albien et du Cénomanien, les sols varient très rapidement du fait de l'enchevêtrement des coulées de solifluxion, des masses glissées et des zones de colluvionnement. La charge caillouteuse est souvent importante (silex, cherts, localement galets de quartz) ; la texture est variable (sableuse, limoneuse ou argileuse). Dans la zone de la Glauconie de base et souvent en contrebas, l'hydromorphie est fréquente : sourcins, mouillères, imbibition capillaire. Ces sols, typiques du pays d'Auge, sont couverts de bocage herbager. Localement abandonnées, les prairies sont envahies d'épines, de ronces et d'églantier en site sec, d'aulne en site hydromorphe. Sur les colluvions de bas versant, les sols sont généralement peu évolués à faiblement brunifiés. Ils conviennent aux cultures, quand ils ne sont pas hydromorphes.

Sols sur alluvions anciennes

Caillouteux, à galets et blocs siliceux (silex, quartz, quartzite), les sols sur alluvions anciennes sont sablo-limoneux à limono-argileux. Ce sont des sols bruns lessivés à très lessivés à horizon d'accumulation argileuse, à profondeur faible à moyenne, entraînant souvent une hydromorphie temporaire (horizon B à faciès pseudogley). Leur occupation est assez diversi-

fiée : chênaie acidiphile (bois du Château à Château-d'Almenêches), herbage (Sud de Mortrée) ou cultures (Nord de Mortrée et Sées).

Sols sur alluvions holocènes

En fond de vallée, la texture des sols varie du sable limoneux au limon argileux. Compris dans une série allant du sol peu évolué au sol brun, rarement calcaire, ces sols sont fréquemment hydromorphes et présentent habituellement un horizon réduit, de type gley, en profondeur. Si les matériaux sont remaniés de la Glauconie de base, le sol peut avoir des caractères vertiques ; il se reconnaît souvent par ses horizons de surface noirs, humiques. L'engorgement du sol est fréquent sur les substrats marneux et argileux (Callovo-Oxfordien, Glauconie de base). La rareté des formations tourbeuses permet d'exploiter les sols alluviaux en prairies, largement recouvertes d'eau lors des crues exceptionnelles (1994).

Sols colluviaux des fonds de vallons

Sur les colluvions des fonds de vallons, on retrouve les mêmes types de sols que sur les alluvions Fz, mais les zones d'hydromorphie pérenne y ont généralement une extension plus réduite. Les sols sur colluvions renferment localement des cailloux (silex, galets de quartz et quartzite ou fragments calcaires).

OCCUPATION DU SOL

L'occupation du sol est ici entièrement liée à la nature du sous-sol :

- forêts sur les grès paléozoïques et les altérites à silex (forêts de Gouffern et du Pin) ;
- élevage et bocage sur les marnes du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, ainsi que sur les argiles de l'Albo-Cénomaniens et les schistes paléozoïques ;
- cultures sur les calcaires du Bathonien et de l'Oxfordien inférieur terminal, moyen et supérieur.

La particularité de la région est le grand développement de l'élevage du cheval de course. Le pays du Merlerault aurait été un des principaux berceaux de l'élevage du cheval en Normandie, au Moyen-Âge (haras de Montgommery, devenu haras royal sous Henri IV). Juste à l'Ouest de ce terroir, la création sous Louis XIV du haras du Pin, devenu depuis haras national de réputation internationale, a définitivement établi la vocation de cette région pour l'élevage du cheval. Depuis une vingtaine d'années, de très nombreuses fermes ont été reconverties en haras et la création d'un centre européen du cheval est envisagée aux environs de Sées. Si depuis 30 ans, l'élevage du cheval de course de trot prédomine, celui du cheval d'attelage prévalait autrefois. À la fin du siècle dernier, le pays du

Merlerault était également célèbre sur les marchés de Paris pour la qualité de sa viande bovine (les « bœufs du Merlerault »). Depuis une vingtaine d'années, la zone bocagère s'ouvre, les sols sur marnes du Callovien moyen et supérieur, très riches en silt, ont été largement reconvertis en labour, grâce à un drainage intensif de ces sols frais.

En contraste avec cette vocation rurale, le développement récent de la carrière de Grès armoricain de Chailloué, principalement pour ballast et granulats, classe la feuille Sées parmi les zones exportatrices de matériaux. La carrière est desservie par un terminal ferroviaire.

Bientôt à la croisée de deux autoroutes, la ville de Sées, au centre du département de l'Orne, souhaite devenir un des principaux nœuds de communication de l'Ouest de la France.

RESSOURCES EN EAU

Données climatiques

La station climatologique de Sées fournit des données depuis 1951 ; elle fait partie du réseau de la météorologie nationale depuis 1976. Les stations proches dont les données peuvent également être utilisées et entrées dans le calcul de moyennes pluriannuelles régionales, sont celles de Mortagne-au-Perche, Alençon, Briouze, Argentan.

Le climat de la région est de type océanique tempéré et humide. Ses principales caractéristiques locales sont les suivantes.

Pluviométrie moyenne

Plusieurs sources de données, plusieurs périodes de référence en montrent les variations :

- les moyennes pluviométriques régionales calculées pour la période 1931-1960 et reportées sur carte d'isovaleurs (SRAE de Basse-Normandie, 1974) montrent une progression des pluies depuis le Nord-Ouest de la feuille (750 mm) vers le Sud-Est (900 mm), l'isohyète 800 mm traversant la carte en son milieu, d'Ouest au Nord-Est ;
- pour la période 1951-1965*, la moyenne annuelle à Sées est de 803 mm ;
- pour la période 1968-1978*, elle est de 699 mm ;
- pour l'année 1993, les précipitations s'élèvent à 775 mm.

* Dassibat C., Matheron J.P., Pascaud P. (1980). Données géologiques et hydrogéologiques des feuilles L'Aigle et Mortagne. Rapp. BRGM 80 SGN 783 BNO.

Les années les plus humides peuvent dépasser 1 000 mm de précipitations (année 1960* : jusqu'à 1 109 mm). Les années très sèches peuvent être inférieures à 500 mm (année 1953* : jusqu'à 490 mm).

Répartition saisonnière des pluies

En moyenne, les précipitations maximales se placent le plus souvent en novembre, décembre et janvier. Cependant, de fortes précipitations orageuses peuvent survenir en automne ou au printemps : par exemple, septembre 1993, avec 170 mm d'eau, est le mois le plus pluvieux de l'année.

Pour la période 1951-1965*, la répartition saisonnière moyenne des pluies était la suivante, pour le poste de Sées :

- hiver	203 mm	}	groupe HP : 352 mm
- printemps	149 mm		
- été	199 mm	}	groupe EA = 451 mm
- automne	252 mm		

Le groupe été-automne (EA) se révèle donc plus arrosé que le groupe hiver-printemps (HP).

Pour la période 1968-1978*, cette tendance est inverse avec 363 mm (HP) et 336 mm (EA).

Températures

La température annuelle moyenne à Sées est de 10 °C en 1993. Calculée sur des périodes de quelques à une douzaine d'années, elle reste quasiment identique, très proche de 10 °C.

En moyenne, les mois les plus froids sont janvier (- 10,5 °C en 1993), février, décembre. En moyenne, les mois les plus chauds sont août (30,4 °C en 1993) et juillet.

Évapotranspiration

L'évapotranspiration réelle moyenne théorique, calculée par la formule de Turc, donne une idée de l'importance du phénomène. Pour 700 mm de pluie et 10 °C, l'évapotranspiration (ETR) est de 465 mm environ*, soit 2/3 des précipitations totales, ce qui ne laisse que 235 mm de précipitations efficaces (P eff).

Hydrologie

Plusieurs grands bassins-versants cohabitent sur la feuille. Celle-ci est essentiellement concernée par le bassin-versant de l'Orne, dans sa partie la plus en amont, puisque l'Orne prend sa source à Aunou-sur-Orne, en limite

SSE de la coupure. La Touques et la Dives prennent également leur source sur la feuille Sées, respectivement dans les communes de Champ-Haut et de Courménil. Leurs bassins-versants intéressent le quart nord-est de la feuille. Ces trois bassins appartiennent au grand bassin-versant des fleuves côtiers normands.

La Risle prend sa source sur la feuille voisine L'Aigle, dans la commune de Planches, au lieu-dit Bois-des-Boulais, à peine à 300 m de la limite est de la feuille Sées. Elle appartient au grand bassin-versant de la Seine.

Enfin, dans l'angle sud-est de la coupure, la rivière Fresbée et quelques ruisseaux coulent vers le Sud ou l'Est pour rejoindre la Sarthe, c'est-à-dire le grand-bassin versant de la Loire.

Il existe donc un point triple culminant à 303 m depuis lequel s'individualisent trois grands bassins-versants :

- vers le Nord et l'Ouest s'ouvre le bassin des fleuves côtiers normands ;
- vers l'Est s'ouvre celui de la Seine ;
- vers le Sud, les ruisseaux rejoignent le bassin de la Loire.

Ce point de séparation des eaux est situé sur la départementale 228, entre la nationale 24bis et Courtomer, au lieu-dit les Cailloux. Cette butte supporte l'antenne radio assurant toutes les réémissions pour la région d'Alençon.

Dans le détail, le réseau hydrographique est composé de la façon suivante :

- les principaux affluents (et sous-affluents) de l'Orne :
 - la Sennevière (et le ruisseau de la Petite-Fosse),
 - la Thouane (et le ruisseau du Cercueil, le ruisseau des Vallées),
 - le Don (et la Senelle, le ruisseau du Varo, le ruisseau Saint-Martin, le ruisseau des Monts-d'Amain, le ruisseau des Essarts),
 - l'Ure (et le ruisseau de l'Étang-des-Genêts, la rivière la Dieuge, le ruisseau du Moulin-à-Tan),
 - des ruisseaux affluents directs de l'Orne ;
- les principaux affluents (et sous-affluents) de la Dives :
 - le ruisseau des Donaires, le ruisseau Roule-Crotte,
 - la Barges (et le ruisseau du Pont-de-Barges, le ruisseau de Courgeron, le ruisseau de Heude) ;
- les principaux affluents (et sous-affluents) de la Touques :
 - le ruisseau de Fontaine-Bouillante (et le ruisseau du Déne),
 - la Maure (et le ruisseau des Viviers, le ruisseau de Veaucecent, le ruisseau du Ménil),
 - le ruisseau du Bouillonay (et le ruisseau de Launoy),
 - le ruisseau du Bouillant ;

- pour le bassin de la Risle :
 - le Risle,
 - le ruisseau du Bois-Guimon ;
- pour le bassin de la Sarthe :
 - la Fresbée,
 - le ruisseau de la Surgoutte.

Ces rivières et ruisseaux drainent les différents aquifères existant sur la coupure.

Hydrogéologie

Il existe sur la feuille une grande variété de terrains à comportements hydrogéologiques différents.

Le Callovien inférieur d'une part, et le groupe Callovien supérieur-Oxfordien inférieur d'autre part, constituent deux ensembles marneux très développés sur la feuille, dont ils occupent près des deux tiers. Ces marnes sont des terrains improductifs qui n'abritent aucun aquifère notable.

L'anticlinal paléozoïque de Sées, au Sud-Ouest de la feuille, constitué essentiellement de schistes et de grès, est localement le siège d'aquifères restreints ne produisant que de faibles débits. Il s'agit de roches à perméabilité de fracture ne présentant pas de porosité de matrice. L'aquifère qui peut s'y développer est hétérogène et discontinu et les ressources y sont donc limitées et aléatoires.

Un certain nombre de terrains développent de véritables aquifères productifs, parfois cependant discontinus, à porosité d'interstices et éventuellement de fissures :

- les terrains du Bathonien moyen calcaire : Calcaire de Sarceaux et Calcaire de Valframbert ;
- les calcaires du Bathonien supérieur : calcaires en plaquette, bioclastiques, à grain fin, renfermant des lentilles de Calcaire d'Argentan qui constituent un réservoir de meilleure qualité.

Ces formations sont développées dans le secteur de Sées-Mortrée et la région de Juvigny-sur-Orne ;

- le Callovien moyen, dans ses parties les plus calcaires, se révèle localement productif et pouvait répondre aux faibles besoins de quelques fermes en économie traditionnelle ;
- les niveaux calcaires de l'Oxfordien inférieur et moyen, constitués respectivement des formations dites « Roussier » et « Grouais », abritent de véritables aquifères poreux régulièrement productifs. Ces formations sont limitées à l'extrémité nord-est de la feuille ;

– la craie du Cénomanién abrite une nappe libre perchée dont la Glauconie de base (Albo-Cénomanién) constitue le mur. Compte tenu de sa position morphologique, cette nappe donne naissance à de nombreuses sources souvent captées. La fissuration de la craie accentue les capacités aquifères de la formation. C'est dans les vallées que la fissuration est la plus développée et que se manifestent les sources les plus importantes.

Les niveaux calcaires du Jurassique sont éventuellement le siège de réseaux karstiques donnant lieu à des pertes et à des résurgences. Des pertes sont connues dans les calcaires du Bathonien au Nord-Ouest de Montmerrei (secteur de la Villette), dont la résurgence se situe à environ 1,5 km au Nord-Ouest de la perte, renforçant ainsi le cours de la Tricoire. Il est possible qu'il en existe également, dans les calcaires de l'Oxfordien, aux alentours d'Orgères, des circulations souterraines existant dans ces calcaires un peu plus à l'Est (feuille à 1/50 000 L'Aigle, à paraître).

Alimentation en eau potable (A.E.P.)

L'alimentation en eau potable est assurée essentiellement par les aquifères suivants.

Calcaires du Bathonien moyen et supérieur

• **Vallée de l'Orne entre Almenêches et Argentan.** La productivité totale exploitable est estimée entre 500 et 600 m³/h, par des ouvrages de production d'environ 1 à 1,5 km, et dont la potentialité a été vérifiée par modélisation :

– commune de Sai (la Genterie, 213-1-20*), exploité au débit de 150 m³/h avec un débit spécifique de 70 m³/h/m ;

– commune de Juvigny-sur-Orne (ferme du Bout-du-Bas ; 213-1-0017), exploité au débit de 120 m³/h, avec un débit spécifique de 14,5 m³/h/m ;

– commune de Juvigny-sur-Orne (le Pré-Clos ; 213-1-21*), exploité au débit de 100 m³/h, avec un débit spécifique de 19 m³/h/m ;

– commune d'Aunou-le-Faucon (le Port-d'Aunou ; 213-1-22*), exploitable au débit de 150 m³/h, avec un débit spécifique de 65 m³/h/m ;

– commune d'Almenêches (Saint-Hippolyte ; 213-1-23*), exploitable au débit de 90 m³/h, avec un débit spécifique de 5,5 m³/h/m, aquifère captif sous la formation argilo-calcaire du Callovien (épaisseur : 29 m).

* Indice national non encore attribué, numérotation approchante donnée par la Cellule de l'eau du conseil général de l'Orne.

• **Secteur de Mortrée.** Les calcaires sont bien fracturés, la formation vient buter sur la formation argilo-calcaire du Callovien. La résultante est concrétisée par les sources de « débordement » au droit du château d'Ô, dont une est utilisée pour l'A.E.P. (213-5-0009) au débit de 100 m³/h, avec un débit spécifique de 120 m³/h/m, et d'autres alimentent les douves du château d'Ô.

• **Secteur de Sées.** Les calcaires sont moins productifs, en raison d'un bassin d'alimentation peu important, liée à une fraction E-W, qui a tendance à isoler les compartiments ou à réduire la transmissivité. Trois ouvrages se situent, cependant, très près les uns des autres :

– route de Rouen, le plus ancien (213-6-0001), exploité à un débit de 50 m³/h, avec un débit spécifique inconnu ;

– route de Macé (213-6-0004), exploité au débit de 40 m³/h, avec un débit spécifique inconnu ;

– la Luzerne (213-7-0011), exploité au débit de 50 m³/h, avec un débit spécifique de 5,5 m³/h/m, et dont les différentes investigations ont permis de mettre en évidence des circulations différentielles à l'intérieur du massif calcaire.

D'autre part, il existe de fortes présomptions, en fonction de différentes études, pour que la source de la rivière l'Orne, sur le territoire de la commune d'Aunou-sur-Orne, soit une source de « débordement » ou de « trop-plein » liée à la fracturation E-W.

• **Secteur de Nonant-le-Pin–Le Merlerault.** Les calcaires du Bathonien sont libres dans ce secteur, dû à la faille E-W ayant remonté les terrains du compartiment nord, qui présentent une bonne productivité. Ils sont exploités par le SIAEP du Merlerault :

– d'abord par un puits et un forage (213-3-5 et 7) au débit de 100 m³/h, situés à Nonant-le-Pin ; mais une mauvaise qualité des eaux due au nitrates et pesticides organo-azotés, ainsi qu'une pollution par des composés organo-halogènes volatils, a entraîné l'arrêt de ces ouvrages ;

– ensuite par un nouvel ouvrage effectué en contrebas de la Frestinière à Saint-Germain-de-Clairefeuille (213-3-10*), en bordure de nappe captive, sous la formation argilo-calcaire du Callovien. La bonne productivité, 100 m³/h avec un débit spécifique de 11,5 m³/h/m, est obtenue grâce à la vallée de la Dieuge, qui s'appuie sur un axe de fracturation.

« Roussier » de Gacé

Ce calcaire joue le rôle de drain des formations supérieures – craie cénomaniennes et calcaire de l'Oxfordien moyen (« Grouais ») –, en fonction de la fracturation. Ce rôle a bien été mis en évidence dans la vallée de la Touques, à l'aval de Gacé, à partir de la commune de Mardilly (feuille Vimoutiers).

Sur la feuille Sées, l'extension latérale du Roussier, sous forme calcaire, est réduite à l'intérieur du faciès argilo-sableux. De ce fait, il ne peut être exploité que par des captages de sources, comme celle de Cisai-Saint-Aubin, avec un débit intéressant de l'ordre de 40 m³/h.

Autres aquifères

Les autres aquifères, sur cette carte, n'offrent que très peu de potentialité que ce soit la craie du Cénomaniens, en raison d'une extension trop faible, ou les terrains du Paléozoïque de par leurs faciès lithologiques.

Sensibilité à la pollution

La vulnérabilité des différents aquifères est surtout due à la présence des calcaires à l'affleurement, qui sont très altérés en surface et très perméables. Comme les sols qui les surmontent sont propices à la grande culture, les principaux risques de pollution sont liés à cette activité, ce qui est confirmé par les taux de nitrates élevés et les valeurs de pesticides organo-azotés obtenus surtout dans les secteurs de Mortrée, Sées et Nonant-le-Pin-Le Merlerault, secteurs dans lesquels il a été nécessaire, quelquefois, d'abandonner des ouvrages de production malgré leur bonne productivité.

Un autre point important de pollution, sur ces calcaires affleurants, est dû à l'exploitation ancienne de ceux-ci en carrière, les mettant à nu et favorisant encore plus les infiltrations. La plupart ont, depuis la cessation d'activité, été transformée en décharges soit communales, soit sauvages. Cet état de fait a entraîné une dégradation supplémentaire de la qualité des eaux souterraines, avec en particulier le secteur de Nonant-le-Pin-Le Merlerault, qui a été le siège d'une pollution par les composés organo-halogènes volatils ayant abouti à l'arrêt des ouvrages de production, avec notamment une interdiction préalable d'utiliser l'eau pour la consommation humaine pendant six mois.

Il existe également un autre point « à risque » dont les services administratifs n'avaient pas conscience : il s'agit des tranchées de canalisation reliant l'ouvrage de production au réservoir. Car en fonction de la pente, qui peut être quelquefois très importante, ces tranchées jouent un rôle de drainage pour les eaux pluviales, et selon ce qu'elles rencontrent sur leur passage, elles peuvent être le siège d'une pollution chronique, souvent bactérienne. Le cas s'est produit sur l'ouvrage de Chailloué (213-7-0009), dont la tranchée récupérait les eaux pluviales du bourg, traversé par une route nationale de grand trafic, notamment au niveau des transports routiers.

Les principaux services compétents dans ce domaine, à prévenir en cas de problèmes, sont les suivants : préfecture ou sous-préfectures ; DDASS, hygiène du milieu ; DDAF, police des eaux ; DRIRE ; DDE ou subdivision ; Conseil général, direction des services de l'aménagement, Cellule de l'eau, ou syndicat départemental de l'eau.

Parallèlement à la vulnérabilité des aquifères, il a été mis en évidence des zones mieux protégées (aquifères captifs), ou des zones qui bénéficient de phénomènes naturels réducteurs qu'il est nécessaire de protéger : c'est le cas des zones humides, comme la vallée de l'Orne entre Almenêches et Argentan, avec le principe de dénitrification naturelle liée à la présence d'un milieu toujours saturé et réducteur.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Jadis très diversifiée et effectuée dans de très nombreuses carrières de dimension artisanale, l'industrie extractive est actuellement très limitée et restreinte à une carrière industrielle pour ballast et granulats. Les anciennes exploitations seront cependant mentionnées, leur connaissance pouvant contribuer à la restauration des constructions anciennes.

Pierres dures pour ballast et granulats ; blocs d'enrochement

À Chailloué, le Grès armoricain est exploité et concassé pour ballast et granulats. Sa dureté permet de l'utiliser dans la couche de revêtement des chaussées.

Anciennement, les parties les plus dures des calcaires jurassiques et les bancs durcis du Cénomaniens ont été utilisés pour l'empierrement des chemins et des cours de fermes.

Pierres de construction

La plupart des constructions anciennes du massif d'Écouves sont bâties en grès paléozoïques. Le Grès armoricain a aussi été employé à Chailloué.

Les bancs durs des calcaires jurassiques ont été largement utilisés comme pierre de taille, donnant une grande noblesse à l'habitat rural des campagnes d'Argentan, Mortrée et Sées. De nombreux faciès plus tendres, durcissent à l'air et ont été très exploités dans les dernières décennies en raison de cette propriété (Calcaire d'Argentan).

Les pierres plates du « Roussier » ont localement été utilisées pour la construction de soubassements de maisons.

Remblais, encaissement de chemins, pistes et cours de fermes

Les calcaires du « Roussier » et du « Grouais » sont localement appréciés pour encaisser les chemins, les cours de fermes et en particulier les couches de fondation des pistes d'hippodromes.

Pierre à chaux

Souvent assez meubles et d'extraction aisée, les calcaires du Bathonien et les craies glauconieuses du Cénomaniens ont été exploités comme pierre à chaux dans d'innombrables carrières, jusqu'au milieu de ce siècle.

Argiles pour tuiles et briques

Les nombreux toponymes tuilerie et briqueterie sont les témoins de cette industrie artisanale, abandonnée depuis au moins un demi-siècle. Les lieux d'extraction étaient principalement implantés sur les marnes du Callovien (Callovien inférieur et Callovien supérieur). Au Nord-Est de Brullemail, entre les Landes et les Bourches, une briqueterie exploitait probablement les limons éoliens.

Sables et graviers

Les gisements de sables sont rares sur la feuille Sées. Peu épais, les sables du Pliensbachien n'ont fait l'objet que de grattages locaux. Des parties les plus sablonneuses des altérites de craie et des marnes du Callovien supérieur, les anciens ont extrait, par lavage et tamisage, du sable pour des usages quasi domestiques. Du sable est produit par la carrière de Chailloué lors du concassage du Grès armoricain pour granulats. Une bonne partie du sable employé dans le secteur reste cependant importé du Perche (sables cénomaniens).

Mines de crayon

Rappelons que c'est à proximité de la limite sud de la feuille, sur la commune de La Ferrière-Béchet (feuille à 1/50 000 Alençon) qu'est né le crayon. M. Conté a pour la première fois, à la fin du siècle dernier, exploité les ampélites du Silurien pour fabriquer des crayons de charpentier, probablement en consolation de n'avoir pu les exploiter comme gisement de charbon.

GÎTES MINÉRAUX

Fer

Des amas et concentrations en couches de sidérite et d'hématite au sein du Grès de May (Bigot, 1908), dans la cluse de Blanchelande, au Sud de Montmerrei, ont été l'objet de tentatives d'exploitation au XIX^e siècle (213-5-4002). Du minerai a probablement été extrait à une époque plus ancienne, comme le suggère la construction d'une forge à Blanchelande au milieu du XVII^e siècle.

Barytine, plomb

De la barytine et deux petits filons de galène sont connus dans les diaclases des calcaires bathoniens de la tranchée de chemin de fer à l'Ouest du Merlerault (213-3-4001).

Sur l'écueil de Chailloué, à la base du Jurassique, la barytine est fréquente dans le ciment du Poudingue de Chailloué (213-7-4001 ; Bigot et Hommey, 1926, et observations lors des levés).

À Vandel, commune de Macé, un indice de barytine dans une ancienne carrière n'a pas été retrouvé (213-6-4001).

Titane et zirconium

Dans certaines couches du Grès armoricain apparaissent des concentrations en zircon, rutile et anatase (prospection alluvionnaire dans le massif d'Écouves ; Guigues et Devismes, 1969). En prospection marteau et scintillométrie, deux bancs à teneur élevée en Ti et Zr ont été reconnus à Montmerrei (413-5-4001).

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Ces notes ont pour objet d'attirer l'attention des utilisateurs sur quelques particularités des principales formations géologiques représentées. Non exhaustives et non fondées pour la plupart sur des études spécialisées, elles ne doivent être utilisées qu'à titre indicatif. Étant donné la dispersion plus ou moins grande des affleurements qui ont permis de l'établir, la carte, à l'échelle du 1/50 000, ne peut fournir toutes les données géologiques précises de façon ponctuelle. À l'échelle du chantier, elle donne un canevas, avec un inventaire aussi exhaustif que possible des différentes formations géologiques, qui doit être précisé par des sondages avant tous travaux importants. Elle permet, en particulier, une meilleure implantation et une meilleure interprétation des forages de reconnaissance. Les conditions locales doivent être étudiées avec soin, surtout pour les terrassements importants (pendage des couches, fracturation, régime des venues d'eau,

degré d'altération des terrains, conditions d'équilibre des formations superficielles, etc.).

Fondations et stabilité

- Les **schistes du Paléozoïque** s'altèrent rapidement à l'air. Ils donnent des produits très argileux. Sur ces terrains, l'hydromorphie est très fréquente en situation topographique subhorizontale et les risques de glissement sont importants, si la pente est assez forte.

- Sur les **grès paléozoïques**, en particulier sur le Grès armoricain, des masses rocheuses apparaissent souvent à faible profondeur sous de maigres sols. Sur les versants des crêtes gréseuses, les blocs sont très abondants et débordent généralement de plusieurs centaines de mètres la zone d'affleurement des grès.

- **Calcaires jurassiques**. Les calcaires bajociens et bathoniens ont une dureté très variable. Ils peuvent être meubles ou présenter des bancs durs, souvent discontinus. Dans leur partie supérieure, ils sont disloqués sur une épaisseur moyenne de 1 m, mais parfois beaucoup plus profondément, en particulier sur des versants. Ils peuvent renfermer des poches d'argile brun-rouge, ayant au plus quelques mètres d'extension. Localisés au Nord-Est de la carte, les calcaires oxfordiens ont eux aussi une dureté très variable. Le « Roussier » peut être meuble et sableux. Il est souvent très disloqué et glissé sur les pentes à substrat d'argile grise. Sa richesse en fer favorisera le colmatage des drains. Les calcaires de l'Oxfordien moyen sont fréquemment disloqués et ameublés sur plusieurs mètres d'épaisseur. Possibilités de cavités dans les calcaires du Bathonien et de l'Oxfordien.

- **Marnes calloviennes et oxfordiennes**. Les marnes grises du Callovien et de l'Oxfordien sont assez compactes en profondeur. Elles renferment fréquemment de gros nodules ou bancs lenticulaires de calcaire dur. En surface, elles sont habituellement décompressées, assez instables et sujettes au fluage sur les versants quand elles sont gorgées d'eau. Les loupes de glissement ont généralement des dimensions modestes.

- **Albo-Cénomaniens**. Les argiles et les sables glauconieux de l'Albien et de la base du Cénomaniens forment le niveau le plus instable de la région. Zone d'écoulement de l'aquifère de la craie du Cénomaniens, ces terrains sont particulièrement sujets au fluage, les glissements les plus importants entraînant des masses de craie parfois volumineuses (voir « Risques naturels »).

- **Cénomaniens crayeux**. Affleurantes ou recouvertes de Formation résiduelle à silex solifluée, les craies du Cénomaniens apparaissent sur des pentes assez fortes. Elles sont armées de niveaux durs (craie noduleuse ou bancs durcis) dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 2 m. Des cavités

souterraines, souvent artificielles (anciennes marnières), et plus rarement naturelles, peuvent miner certains versants.

- **Limons lœssiques.** Les limons lœssiques sont facilement érodés et peuvent être largement « minés », comme les sables, par des animaux fouisseurs. En surface, ils sont sensibles au gel. Leur résistance est faible et ils sont sujet à des tassements importants. Leurs propriétés mécaniques varient largement en fonction de leur teneur en eau. Quand ils sont hydromorphes, leurs caractéristiques deviennent franchement médiocres et ils n'ont plus aucune tenue.

- **Tourbes.** Dans les vallées et zones basses, les formations tourbeuses sont très locales et peu épaisses.

Terrassements

À l'exception des limons et de la Glauconie de base, la plupart des terrains nécessiteront de puissants engins de déroctage. Même les marnes présentent des parties dures. La Formation résiduelle à silex peut être assez compacte, avec une armature de silex souvent plus dense en surface qu'en profondeur. Le recours aux explosifs ne s'imposera que pour les grès paléozoïques. Les bancs les plus massifs des calcaires jurassiques (Calcaire de Valframbert, Roussier compact, bancs durs du Grouais) ne pourront se fragmenter facilement qu'à l'aide de petites charges d'explosif.

Réemploi des matériaux

Les matériaux de déblais locaux les plus appréciés sont les grès paléozoïques et calcaires jurassiques. Ces derniers ne sont généralement utilisés que pour des remblais de faible portance. L'hétérogénéité de la plupart d'entre eux nécessite des traitements particuliers pour des remblais de plus forte portance. Les autres matériaux seront d'autant plus difficiles à réutiliser qu'ils sont plus argileux, la plupart nécessitant des traitements particuliers, comportant au moins un tri et un agencement adapté.

RISQUES NATURELS

Les phénomènes les plus à craindre sont des glissements de terrain. Les versants du pays d'Auge où affleurent la Glauconie de base et les sables du Cénomaniens inférieur sont particulièrement exposés. Le risque est d'autant plus gênant que l'habitat rural est souvent localisé dans la zone d'affleurement de ces terrains, autour des sources.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

L'inventaire des sites archéologiques réalisé depuis 1991, a mis en évidence la richesse patrimoniale du secteur géographique couvert par la carte Sées. Environ 250 sites ou indices de sites ont été répertoriés concernant les périodes préhistoriques et historiques qui se répartissent en majorité le long des vallées de l'Orne, du Don et de la Dieue. Avec la prédominance des herbages, la couverture végétale ne facilite pas les prospections. Çà et là, des éclats de silex taillés gisent dans les labours ; ils sont généralement rares et peu caractéristiques et nos connaissances concernent principalement les périodes protohistoriques et historiques.

Une cinquantaine de sites remarquables peuvent être signalés (fig. 3 et tableaux en annexe). Il s'agit pour l'essentiel d'ouvrages fortifiés : oppida (Exmes), mottes castrales (Sées, Almenêches, Méday) et enceintes médiévales (Silly-en-Gouffern, Chailloué, Croisilles). Plusieurs fortifications de terre peu caractérisées sont également présentes. L'époque d'édification de ces ouvrages n'est généralement pas connue (camp de Lassier à Marmouillé). Il faut bien sûr prendre en compte la présence des deux agglomérations antiques : Exmes et Sées. La première, assez mal connue, est vraisemblablement établie sur un oppidum de l'âge du fer. Elle semble avoir décliné au cours du haut Empire en faveur de Sées. La cité des Esuvii est installée, quant à elle, au centre d'une plaine fertile prolongeant la plaine de Caen jusqu'à Alençon. Plusieurs habitats ruraux gallo-romains ont été détectés dans la périphérie sagienne (Mortrée, Gaprée).

Quelques voies antiques traversent le secteur en direction du Sud-Est (ancien chemin de Rié, chemin de Vieux à Chartres). Des mégalithes ont également été reconnus (menhir de Pierre-Levée à Silly-en-Gouffern, menhirs du Cercueil et dolmen de la Pierre-Tournoire à Montmerrei).

Cette région est également connue par le site du bois Maheu à Chailloué où plusieurs dépôts d'objets métalliques de l'âge du bronze final furent découverts. Cette commune a donné son nom notamment à un type de haches à douille provenant de ces cachettes. Les carrières de Nonant-le-Pin livrèrent au cours du XIX^e une nécropole du premier âge du fer. Cette découverte est devenue une référence régionale pour cette période relativement mal connue en Basse-Normandie.

Le menhir de Pierre-Levée (fig. 4) et le camp d'Eugénie, tout deux localisés dans la forêt de Gouffern, sont sans doute les sites les plus connus du public. Le pseudo-camp romain d'Eugénie serait plus probablement une enceinte circulaire d'époque médiévale, peut-être inscrite sur un éperon barré néolithique. Des trouvailles de silex taillés confirment une occupation des lieux à cette époque.

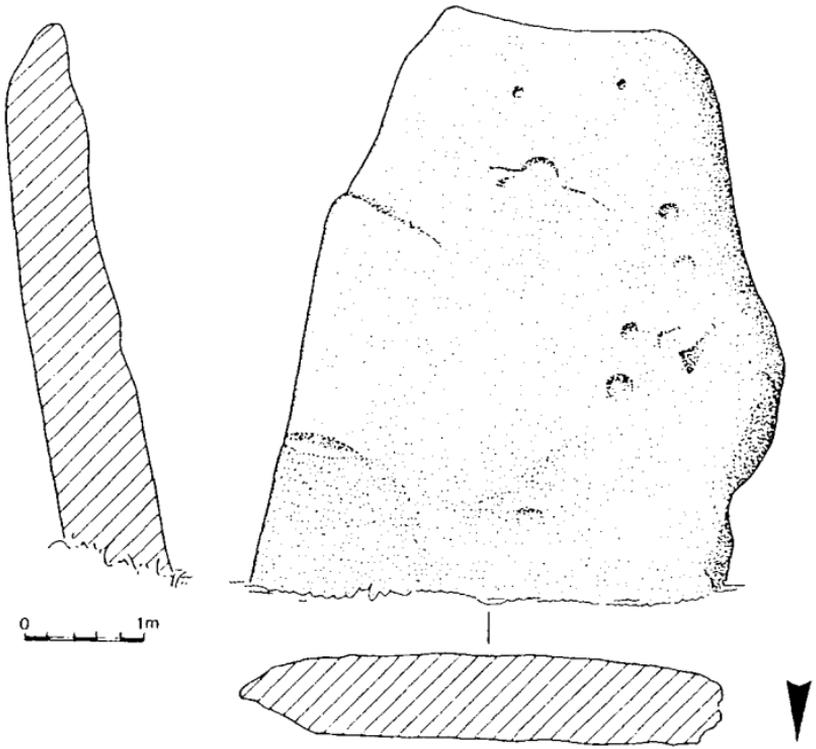


Fig. 4 - Silly-en-Gouffern : menhir de la Pierre-Levée

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

L'itinéraire le plus logique recoupe la feuille du Sud-Ouest au Nord-Est, c'est-à-dire du massif d'Écouves aux hauteurs qui dominent Cisi-Saint-Aubin. Une reconnaissance préliminaire s'imposera, la plupart des affleurements étant temporaires et les carrières, presque toutes en domaine privé, nécessitant des autorisations de visite. Le contrôle du relief par la lithologie est particulièrement net (reliefs d'Écouves sur grès paléozoïques, cuestas du Callovien inférieur, du Callovien supérieur et des craies glauconieuses) et permet l'expression de certaines failles dans la morphologie (Le Merlerault, Courtoyer).

Le Massif d'Écouves : Paléozoïque et contact entre socle armoricain et Mésozoïque du bassin de Paris

Du fait du grand développement des formations périglaciaires de versant, les assises du Paléozoïque sont rarement visibles en place. De meilleurs affleurements peuvent être observés sur les feuilles voisines (1/50 000 Argentan : Kuntz *et al.*, 1989 ; 1/50 000 Alençon : Doré *et al.*, 1981 ; itinéraire 8A du guide géologique Normandie-Maine : Doré *et al.*, 1977a).

Seul le Grès de May affleure assez bien dans la cluse de la Thouane, à Blanchelande, au Sud de Montmerrei. Aux alentours du bourg de Saint-Hilaire-la-Gérard, les chemins creux permettent l'observation de la partie supérieure du Grès de May, à faciès moins massif et plus psammitique, d'une part, et des Schistes du Pont-de-Caen d'autre part.

2,5 km au Sud-Ouest de Montmerrei, principalement entre la route du Cercueil et de la voie d'accès à la ferme de Saint-Yvière, d'énormes blocs de grès conglomératiques jalonnent probablement un paléorivage du Jurassique, en contrebas de la crête formée par le Grès armoricain.

À Montmerrei, le contact Paléozoïque/Bathonien est faillé. Plus à l'Est, le contact « normal » entre le socle et les sables et argiles attribués au Lias, peut être visible, à l'occasion de travaux de terrassement aux alentours de Belfonds. Ainsi, une visite à la chapelle Saint-Latuin permettra l'observation du sol se développant sur ces sables et le rôle aquifère de ces derniers, conférant à la fontaine de Saint-Latuin certaines vertus.

Paléoécueils en grès paléozoïques dans les mers du Jurassique

Outre quelques pointements de Grès armoricain et de Grès de May, l'écueil de Macé permet aux Schistes du Pissot d'affleurer, en particulier au hameau de l'Abbé où ils sont tectonisés.

La carrière de Grès armoricain de Chailloué permet une bonne observation du membre supérieur du Grès armoricain et du recouvrement du flanc oriental de l'écueil par un conglomérat à gros blocs roulés (Poudingue de Chailloué), passant vers le haut à un calcaire bioclastique d'âge callovien inférieur probable. Exploitée au quotidien à une échelle industrielle, la carrière de Chailloué est dangereuse. La prise de contact avec les responsables de l'exploitation est d'autant plus indispensable que des tirs à l'explosif sont régulièrement effectués.

Campagne de Sées et plateaux calcaires sur les assises du Bathonien

À Montmerrei et Mortrée, les anciennes carrières dans les calcaires oolitiques (j2bS) sont remblayées. De meilleures chances d'affleurement peuvent être offertes par la zone d'aménagement à l'Est d'Argentan, en voie de développement. Une petite carrière au Sud du Vieux-Bourg de Montmerrei recoupe des faciès bioclastiques de j2bS. Au Nord-Est et à l'Est de cette ferme, des polypiers et des calcaires oncolitiques peuvent être récoltés dans les champs et les fossés des chemins.

Les bancs supérieurs du Calcaire de Valframbert affleurent dans la tranchée de la N 138 au Nord-Ouest de Sées, et dans plusieurs carrières à l'Est d'Aunou-sur-Orne. Plus à l'Est, dans une petite carrière abandonnée à Saint-Germain-le-Vieux (Fily, 1975), le Calcaire de Valframbert est recouvert par un conglomérat à galets de grès ordovicien. L'ensemble est recoupé par une faille subverticale en N20°E.

Calcaire de Valframbert et Calcaire d'Argentan affleurent également en carrière sur les communes de Nonant-le-Pin et de Saint-Germain-de-Clairefeuille. Dans une carrière abandonnée, à la pointe occidentale de la forêt de Petite-Gouffern, au Nord de la maison forestière de la Haie-d'Aunou, ce dernier est recouvert par les faciès bioclastiques en plaquettes j2c, surmontés par les marnes du Callovien inférieur à intercalations calcaires.

Bocage d'Almenêches et pays du Merlerault : marnes du Callovien et de l'Oxfordien inférieur

Les rares coupes, recoupant sur 10 m et plus ces épaisses assises marneuses, sont généralement dégagées par des talus routiers frais. En 1993, les talus de la D 238, à l'Est d'Aunou-le-Faucon (le Monthart) exposaient la meilleure coupe du Callovien inférieur ; ceux de la D 4 au Nord du Merlerault ont permis de lever une coupe presque complète du Callovien supérieur, oxydé sur une assez forte épaisseur. De petits glissements de terrain rafraichissent périodiquement certaines parties de la coupe.

Les calcaires ferrugineux qui limitent les unités cartographiques j3c et j4 affleurent bien sur les monts d'Amain, au Sud-Est de Brullemail.

Oxfordien calcaire du Nord-Est de la carte

« Roussier » et Calcaire à astartes n'affleurent qu'en champs et talus routiers. Le « Grouais » est exploité en carrière, 4 km au Sud-Est d'Orgères. Les affleurements de référence de cette formation pour le secteur se situent sur la feuille voisine L'Aigle, à la scierie d'Échauffour (Dugué, 1989 ; Paienda, 1987b).

Albien et Cénomaniens

La Glauconie de base affleure fréquemment autour des buttes résiduelles de craie glauconieuse, où les formations de versant sont généralement peu épaisses. Sur la commune de Godisson, à l'Est de l'hippodrome de la Cadiourie, le talus de la route recoupe le contact Callovien/Glauconie de base. L'affleurement commençait à se dégrader en 1995.

Les craies glauconieuses affleurent rarement. Quelques fronts de taille sont encore visibles au Nord du Haras-du-Pin, en bordure de la route de Villebadin, au lieu-dit l'Aunay.

Grès tertiaires

Le faciès des grès tertiaires peut-être observé sur le menhir de Pierre-Levée, près de la D 16 en forêt de Petite-Gouffern, mais pour échantillonner, il est recommandé d'aller en forêt de Grande-Gouffern au Nord-Ouest du Bourg-Saint-Léonard où les blocs sont nombreux et sans intérêt archéologique reconnu.

Formations superficielles

Lors des levés, peu de coupes remarquables ont pu être observées. La plupart des formations superficielles ont été identifiées en labour ou sur de médiocres talus. Des terrassements et travaux routiers peuvent dégager de nouvelles coupes.

Au Sud d'Exmes, la cote de la D 26 recoupe un glissement de terrain très net.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Basse-

Normandie, CITIS « Odysée », 4, av. de Cambridge, B.P. 277, Hérouville-Saint-Clair, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ALCAYDÉ G., JUIGNET P., MONCIARDINI C. (1980) - Crétacé supérieur. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 289-325.
- ALMÉRAS Y., BOUILLIER A., LAURIN B. (1990) - Les zones des brachiopodes du Jurassique en France. Ann. sci. univ. Besançon n° 10, p. 3-30.
- AUTRAN A., BRETON J.P., CHANTRAINE J., CHIRON J.C., CABY R., COLBEAUX J.P., GIGOT P., HACCARD D., ROGER P., LAVILLE P., LE POCHAT G., LESCOPIER J.P., MÉGNIEN F., MÉNILLET F., OGIER M. (1980) - Carte tectonique de la France à 1/1 000 000. Orléans : BRGM.
- BARBEY C. (1967) - La région de la forêt de Gouffern. Étude morphologique. Thèse 3^e cycle (géographie), Caen, 208 p.
- BIGOT A. (1904) - Sur les dépôts tertiaires de la feuille de Falaise. *Bull. Soc. linn. Normandie* (5), VIII, p. XVII.
- BIGOT A. (1908) - Comptes rendus des collaborateurs. Feuille d'Alençon. Synclinal de Sées. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVIII, n° 119, p. 35.
- BIGOT A. (1926a) - Notice sur la géologie et les régions naturelles de l'Orne, accompagnée d'une carte et de trois coupes géologiques. In T. Richard : « L'agriculture du département de l'Orne ». Paris : librairie acad. agric., p. 3-11.
- BIGOT A. (1926b) - Plate-forme littorale avec marmite du Bathonien de Chailloué (Orne). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 183, p. 40-441.
- BIGOT A. (1938) - Observations géologiques sur la feuille de Mortagne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (8), 10, p. 41-72.
- BIGOT A. (1942) - La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Caen : impr. Le Tendre, 123 p.
- BIGOT A., HOMMEY J. (1926) - Excursion de la société linnéenne de Normandie aux environs de Sées. *Bull. Soc. linn. Normandie* (7), IX, p. p. 80-92, pl. VII-XIX.
- BIGOT A., ONFRAY J. (1937) - Faciès sableux de la zone à *Peltoceras athleta* dans l'Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie* (8), X, p. 75-78 et note complémentaire, p. 20-21.
- BIGOT A., DANGEARD L., ONFRAY J. (1939) - Notice explicative de la feuille de Mortagne. *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), I, p. 83-96.
- BIZET P. (1885) - Aperçu général sur les terrains sédimentaires représentés dans l'Est du Pays d'Auge. *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), IX, p. 210-241.

- BIZET P. (1894) - Note sur les limites du terrain callovien dans le Nord-Ouest de la France. *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), XVI, p. 79-119.
- BLAVIER E. (1842) - Études géologiques sur le département de l'Orne. Ann. dép. de l'Orne, 94 p., avec une carte géologique. Réimpr. (1850) *In* Mém. inst. provinces, t. I, p. 280.
- CAUMONT A. (DE) (1825) - Carte géologique du département du Calvados au 1/200 000.
- CHEVILLON C. (1964) - Étude géologique de la Campagne de Trun-Chambois. Les faciès et les niveaux stratigraphiques du Bathonien. D.E.S. Caen, 143 p., 1 carte à 1/25 000.
- COQUEL R., LOBOZIAK S., LEMOIGNE Y. (1970) - Confirmation de l'âge westphalien du houiller de Le Plessis (Manche). *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, I, p. 15-21.
- CORILLION R. (1957) - Carte de la végétation de la France à 1/200 000, feuille n° 23 : Alençon. Paris : CNRS.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C., PELLERIN J. (1969) - Carte géomorphologique au 1/50 000, feuille de Mézidon. *Bull. Centre géomorphologie CNRS*, Caen, n° 4.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., PELLERIN J., QUINEJURE E. (1971) - Carte géomorphologique au 1/50 000, feuille de Caen. *Bull. Centre géomorphologie CNRS*, Caen, n° 11.
- DANGEARD L. (1947) - Coupe géologique à travers la forêt de Gouffern, près Argentan (Orne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 83-84.
- DANGEARD L. (1951) - La Normandie. *In* : « Géologie régionale de la France ». Paris : Hermann et cie, 241 p.
- DASSIBAT C., DORÉ F., KUNTZ G., LE GALL J., RIOULT M., VERRON G. (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Alençon (251). Orléans : BRGM, 70 p. Carte géologique par F. Doré *et al.* (1981).
- DEBÉGLIA N. (1980) - Socle, écorché anté-triasique. *In* : C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 102, pl. SI.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) - Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. Réunion R.C.P. 706 (Paris, 13 oct. 1986), 1 p.
- DORÉ F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIV, p. 79-93.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M., BIGNOT G., HOMMERIL P., LAUTRIDOU J.P., POMEROL C., WYNS R. (1977a) - Guide géologique régional : Normandie. Paris : Masson, 206 p.

- DORÉ F., LE GALL J., PAREYN C. (1977b) - Présence d'ignimbrites cambriennes dans le flanc nord du synclinal de Sées (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 105, p. 19-21.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., CHALOT-PRAT F. (1977c) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Ferté-Macé (250). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Doré *et al.* (1978), 31 p.
- DORÉ F., KUNTZ G., LE GALL J., RIOULT M., VÉRAGUE J. (1981) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Alençon (251). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Dassibat *et al.* (1982), 70 p.
- DUFRENOY P. A., ÉLIE DE BEAUMONT L. (1842) - Carte géologique de la France à 1/500 000. Paris : ministère des travaux publics.
- DUGUÉ O. (1987) - La bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien (Jurassique) : contrôle morphotectonique des changements sédimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 981-985.
- DUGUÉ O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massif ancien. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse doct. univ. Caen, 593 p.
- DUGUÉ O. (1990) - Transits argileux à l'Ouest du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien : discrimination des apports externes et armoricains. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 311, 2, 8, p. 159-165.
- DUGUÉ O. (1991) - Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeocology*, 81, p. 323-346.
- DUGUÉ O., RIOULT M. (1989a) - Les transitions terrigènes-carbonates au Callovo-Oxfordien sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien : contrôle morphotectonique, interprétation géodynamique. *Mém. assoc. sédimentologistes. fr.*, 4, p. 83-87.
- DUGUÉ O., RIOULT M. (1989b) - Contrôle épirogénique et eustatique des séquences sédimentaires callovo-oxfordiennes sur la bordure de massifs paléozoïques à l'Ouest du Bassin anglo-parisien. 2^e congr. fr. sédim., Paris, p. 113-114.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society, Spec. Publ. n° 51*, p. 115-131.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Thèse 3^e cycle, Rennes, 150 p.
- ELHAI H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. Bordeaux : Bière, 624 p.

- EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1859) - Note sur le Callovien des environs d'Argentan et de divers points du Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie* (1), IV, p. 216-252.
- FÉRAY G. (1959) - Étude du Jurassique supérieur de la région de l'axe du Merlerault (Orne) et comparaison avec d'autres régions. *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), 10, p. 76.
- FILY G. (1975) - La série bathonienne de Saint-Germain-le-Vieux (campagne de Sées, Normandie) : un conglomérat de roches paléozoïques, intercalé au sein de dépôts carbonatés. Implication paléogéographique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVII, p. 570-575.
- FILY G. (1980) - Jurassique moyen. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », n° 103, p. 102, 108, 109, 120, 150, 173, 176.
- FILY G. (1989) - Dynamique tidale sur la plate-forme carbonatée nord-armoricaine au Bathonien moyen. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), V, p. 1137-1144.
- 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. Assoc. sédimentologistes fr., publ. spéc. n° 1, p. 33-46.
- FILY G., RIOULT M. (1976) - *Stichoporella cylindrica* (LIGNIER), Dasycladacée dans le Bathonien de Courtemer, Orne (Normandie). Position stratigraphique et précisions systématiques. *Bull. Soc. géol. Normandie et amis muséum du Havre*, t. LXIII, p. 34-43.
- FILY G., RIOULT M. (1980a) - Jurassique supérieur, 3.2. Normandie et Maine. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 102-106.
- FILY G., RIOULT M. (1980b) - Jurassique moyen de Normandie-Maine. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 145-150.
- GRESSELIN F., DISSLER E. (1988) - La polystructuration du Nord Cotentin : mobilisation hercynienne du linéament cambrien du Nord de l'Armorique. 12^e réun. sci. Terre (Lille). Paris : Société géologique de France.
- GUIGUES J., DEVISMES A. (1969) - La prospection à la batée dans le Massif armoricain. Mém. BRGM, n° 171, 172 p.
- GUILLIER A. (1886) - Géologie du département de la Sarthe. Le Mans : Monnoyer, 430 p.
- GUILLOCHEAU F. (1991) - Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 312, sér. II, p. 1587-1593.

- HAVLICEK P., LEBRET P., LECOINTE A., MÉNILLET F., RIOULT M., CLET M. (1991) - Travertins actifs et fossiles dans le Sud du Pays d'Auge (Basse-Normandie). *Géologie de la France*, n° 1, p. 23-42.
- HOMMEY J., CANEL L. (1899) - Notes géologiques sur le canton de Sées. *Bull. Soc. géol. Normandie*, t. XVIII, p. 62-91, 1 carte géologique des deux cantons de Sées à 1/40 000.
- HOMMEY J., CANEL C. (1901) - Notice de la carte agronomique. In : « Canton de Sées (Orne) - Géologie-Agronomie - Legs » Paris : Loutreuil, p. 1-71.
- JUIGNET P. (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse État, Caen, 2 vol., 806 p., 174 fig., 28 pl.
- JUIGNET P., BRETON G. (1992) - Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, 3/4, p. 197-218.
- KLEIN C. (1974) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse État, Strasbourg, 3 vol., 1225 p., 10 pl.
- KUNTZ G., RIOULT M., DASSIBAT C., LA QUÉRIÈRE P. (DE), MONCIARDINI C., PANEL R., VERRON G. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rugles (178). Orléans : BRGM, 42 p. Carte géologique par G. Kuntz *et al.* (1985).
- KUNTZ G., MÉNILLET F., GÉRARD J., PELLERIN J., RIOULT M., CALLIER L., DORÉ F., LE GALL J., VERRON G. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1989), 99 p.
- KUNTZ G., MÉNILLET F., LE GALL J., RIOULT M., PANEL R., VERRON G. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM, 99 p. Carte géologique par G. Kuntz *et al.* (1987).
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse doct. univ. Caen (géographie), 2 t., 908 p. (publication Centre géomorphologie du CNRS, Caen).
- LECORNU L. (1889) - L'axe du Merlerault. *Bull. Soc. linn. Normandie* (4) 2, p. 291-303, 1 carte h.-t.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben du Maine (Est du Massif armoricain). *Mém. Géosciences-Rennes*, n° 52, 370 p.
- LEMOIGNE Y. (1968) - La paléoflore du Houiller de Le Plessis (Manche) *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, p. 696-701.
- MÉGNIEU C. (éd.) (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n° 101, 102, 103.

- MÉNILLET F., MONCIARDINI C. (1991) - Existence du Sénonien dans le Pays d'Auge méridional (Orne). *Géologie de la France*, n° 1, p. 17-21, 2 fig., 1 tabl.
- MÉNILLET F., GONZALÈS G., KUNTZ G., RIOULT M., HAVLICEK P., LEBRET P. (1994a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Vimoutiers (177). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménéillet, M. Rioult et coll. (1994), 91 p.
- MÉNILLET F., RIOULT M., avec la collaboration de HAVLICEK P., LECOINTE A., MONCIARDINI C., PASCAUD P. (1994b). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vimoutiers (177). Orléans : BRGM, 91 p., Carte géologique par F. Ménéillet *et al.* (1994).
- ODIN G.S. (éd.) (1982) - Numerical dating in Stratigraphy. Chichester : John Willey & Sons. 2 vol., 1194 p.
- ODIN G.S., ODIN C. (1990) - Échelle numérique des temps géologiques : mise à jour en 1990. *Géochronique*, 35, p. 19-21.
- PAIENDA O. (1987a) - Microfaciès et milieux de sédimentation à l'Oxfordien moyen sur la plate-forme carbonatée armoricaine, autour de l'éperon du Perche, Orne et Sarthe (bordure occidentale du Bassin de Paris). 1^{er} congrès fr. sédim. (Paris), p. 271-272.
- PAIENDA O. (1987b) - Les dépôts carbonatés oxfordiens de la bordure occidentale du Bassin de Paris : lithostratigraphie, microfaciès, paléogéographie. Thèse 3^e cycle, Rouen, 226 p., 10 pl., 1 carte h.-t.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. In G.S. Odin (éd.) : « Numerical dating in Stratigraphy ». Chichester : John Willey & Sons, p. 784-790.
- PELLERIN J. (1968) - La Campagne de Caen : plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Étude géomorphologique. Thèse 3^e cycle, Caen (Centre de géomorphologie CNRS), 343 p., 34 fig.
- PELLERIN J. (1977) - Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins sur les côtes du Calvados. *Bull. Soc. géol. Normandie et amis muséum du Havre* (4) LXIV, p. 74-80, 3 fig.
- PELLERIN J., COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C. (1970) - Dépôts pliocènes et quaternaires d'Hérouville-Saint-Clair, près de Caen (Calvados) : essai de stratigraphie, description des phénomènes périglaciaires. *Bull. Centre géomorphologie CNRS*, Caen, 7, 136 p., 10 fig.
- POISSON A. (1962) - Contribution à l'étude du Callovo-Oxfordien de Normandie et du Haut-Maine. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud (Orsay), 77 p., 37 pl.
- LE PUILLOIN DE BOBLAYE (1837) - Sur l'élévation des couches de l'oolithe moyenne depuis la mer jusqu'à la ligne de buttes de Champ-Haut. *Bull. Soc. géol. Fr.* (I), VIII, p. 329.

- RIOULT M. (1967) - Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléocéologie et de sédimentologie comparée. 2^e thèse, Caen, 94 p., 24 pl.
- RIOULT M. (1968) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. Thèse État, Caen, 565 p. (n° CNRS : AO 1798).
- RIOULT M. (1980a) - Lias, 3.6. Maine et Normandie. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 102-106.
- RIOULT M. (1980b) - Jurassique moyen et Jurassique supérieur. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 103, p. 118-119, 184-185, 211-212, 227-228, 230-231.
- RIOULT M. (1980c) - Jurassique supérieur, 2.6. Maine, Perche, Normandie. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 214-253.
- 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. scient., Poitiers, sect. sciences, 9, p. 177-183.
- RIOULT M., FILY G. (1975) - Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. 9^e congrès intern. sédim. (Nice), thème 5, p. 353-360.
- RIOULT C., DUGUÉ O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J. M., VAIL R. (1991) - Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 1, p. 101-194, 39 fig., 18 tabl.
- RIOULT M., DUGUÉ O., FILY G., JUIGNET P. (1992) - Regards nouveaux sur le Jurassique normand. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 3, p. 7-44.
- ROBARDET M. (1967) - Évolution géodynamique du nord-est du massif armoricain au Paléozoïque. Thèse État, Rennes, 342 p.
- SUZZONI J.M. (1988) - Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 6, p. 995-1002.
- THIERRY J. (coord.), CARIOU E., CONTINI D., MARCHAND D., RIOULT M. (1991) - Callovien. 3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy (Poitiers), p. 131.
- THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles du Sparnacien du bassin de Paris. *Sci. géol.*, Strasbourg, mém. n° 64, 173 p., 10 pl. h.-t.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.-t.

VOGT J., WEBER C. (1980) - Carte sismotectonique de la France à 1/100 000 et notice explicative. Orléans : BRGM.

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *Alençon*, 1^{re} éd. par A. Bigot, P. Bizet, A. Letellier (1893); 2^e éd. par A. Bigot, R. Matte (1924); 3^e éd. par M.J. Graindor, M.M. Roblot (1963).
- Feuille *Mortagne*, 1^{re} éd. par A. Guillier (1892); 2^e éd. par A. Bigot, L. Dangeard, J. Onfray (1942); 3^e éd. par C. Pareyn, F. Doré, P. Juignet, C. Pomerol, M. Rioult (1967).
- Feuille *Bernay*, 1^{re} éd. par A. Guyerdet (1880); 2^e éd. par A. Bigot (1944).
- Feuille *Falaise*, 1^{re} éd. par L. Lecornu (1892); 2^e éd. par A. Bigot (1916); 3^e éd. par A. Bigot (1946); 4^e éd. par C. Pareyn (1962).

Documents utilisés

- Archives de la société ASTER (étude de sols), Alençon.
- INRA, Carte des sols du domaine INRA Borculo, Le-Pin-aux-Haras (1962-1965).
- Banque de données du Sous-sol (BRGM) et données de sondages du Conseil général de l'Orne.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES

- Ammonites : Callovien inférieur et moyen, R. CHIRAT (université de Caen); Callovien supérieur et Oxfordien inférieur, D. MARCHAND (université de Dijon).
- Brachiopodes : térébratules, A. BOUILLIER (université de Besançon); rhynchonelles, M. GARCIA (université de Lyon).
- Microfaune : C. MONCIARDINI, C. BOURDILLON (BRGM).
- Microflore : D. FAUCONNIER (BRGM).
- Études minéralogiques aux rayons X : F. PILLARD (BRGM).

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- J. GÉRARD : description des terrains paléozoïques, tectonique, synthèse géodynamique régionale, itinéraire géologique ;
- F. MÉNILLET : description des terrains jurassiques (avec la collaboration de M. Rioult pour le Callovien—Oxfordien inférieur), description des terrains crétacés et des formations superficielles (avec la collaboration de F. QUESNEL, T. LETURCQ, J. PELLERIN), tectonique, synthèse géodynamique régionale, géodynamique récente, géologie de l'environnement (sauf ressources en eau) ;
- C. LANGEVIN, B. LEMOINE : ressources en eau .
- B. HÉRARD : préhistoire et archéologie.

Coordination : F. MÉNILLET.

Présentation au CCGF : 28 juin 1994

Acception de la carte et de la notice : 3 juillet 1996

Impression de la carte : 1997

Impression de la notice : décembre 1997

Numéro	Commune	Lieu-dit	Coordonnées Lambert du centre du site		Description
			x	y	
1	Silly-en-Gouffern	Camp de Sainte-Eugénie, forêt de Grande-Gouffern	x = 433,45	y = 1121,95	Enceinte médiévale avec basse-cour (cette structure a peut-être succédé à un éperon barré néolithique).
2	Silly-en-Gouffern	Pierre-Levée	x = 436,03	y = 1117,40	Menhir (néolithique)
3	Le Pin-aux-Haras	Hameau du Vieux-Pin	x = 437,59	y = 1117,40	Motte castrale (Moyen-Âge)
4	Exmes	Plateau d'Exmes (site global)	x = 441,40	y = 1120,10	Oppidum (âge du fer), agglomération antique, château fort (XI ^e siècle).
5	Courménil	Le Château	x = 445,93	y = 1121,94	Motte castrale (Moyen-Âge)
6	Croisilles	Le Bouillonay	x = 448,39	y = 1118,375	Enceinte circulaire (présumée médiévale)
7	Le Bourg-Saint-Léonard, Villebadin, Exmes, Ginai	Tracé de la RD 212	x = 443,29	y = 1118	Voie antique de Vieux à Chartres par Exmes
8	Cisai-Saint-Aubin	Le Château	x = 453,4	y = 1121,45	Maison forte et château fort (Moyen-Âge)
9	Saint-Germain-de-Clairefeuille	Le Monastère	x = 445,80	y = 1114,925	Polissoir fixe (Néolithique)
10	Saint-Germain-de-Clairefeuille	Bois Geffray	x = 447,20	y = 1114,25	Maison forte (Moyen-Âge)

ANNEXE : LOCALISATION DES SITES ARCHÉOLOGIQUES

Numéro	Commune	Lieu-dit	Coordonnées Lambert du centre du site		Description
			x	y	
11	Saint-Germain-de-Clairefeuille	Clairefeuille	x = 446,55	y = 1114,10	Habitat gallo-romain
12	Saint-Germain-de-Clairefeuille	Clairefeuille	x = 446,70	y = 1114,08	Motte castrale (Moyen-Âge)
13	Saint-Loyer-des-champs	Les Cosniers	x = 429,40	y = 1113,20	Motte castrale (Moyen-Âge)
14	Saint-Loyer-des-Champs, Boissei-la-Lande, Médavy, Mortrée, Le Château-d'Almenêches	Tracé de la RD 240	x = 434,33	y = 1111,21	Voie antique
15	Boissei-la-Lande	Au Nord de l'église	x = 432,63	y = 1111,66	Motte castrale (Moyen-Âge)
16	Almenêches	Querpont	x = 436,40	y = 1113,50	Enceinte subcirculaire à double-fossé (époque gallo-romaine ou médiévale)
17	Almenêches	Château de Bellême, la Motte	x = 438,20	y = 1114,15	Motte castrale (Moyen-Âge)
18	Nonant-le-Pin	Ancien château fort	x = 443,92	y = 1113,945	Château fort (XI ^e siècle)
19	Nonant-le-Pin	Sur-l'Étang	x = 445	y = 1112,75	Habitat gallo-romain
20	Le Merlerault	Herbage des Maurinières	x = 446,2	y = 1112	Motte castrale (Moyen-Âge)

LOCALISATION DES SITES ARCHÉOLOGIQUES (suite)

Numéro	Commune	Lieu-dit	Coordonnées Lambert du centre du site		Description
			x	y	
21	Le Merlerault	Le Château-Clos	x = 447,8	y = 1111,9	Motte castrale avec basse-cour (Moyen-Âge)
22	Le Merlerault	La Landonnière	x = 448	y = 1111,50	Village médiéval disparu
23	Argentan, Saint-Loyer-des-Champs, Saint-Christophe-le-Jajolet, Marcei, Montmerrei, Mortrée, Belfonds, Sées	Chemin de Rié	x = 431,10	y = 1107,83	Voie antique
24	Marcéi	Château de Cordey	x = 429,80	y = 1110,60	Château fort (XI-XII ^e siècles)
25	Médavy, Mortrée	Tracé de la RD 16	x = 435,05	y = 1111,6	Voie antique
26	Médavy	Le Château	x = 435,15	y = 1111,13	Motte castrale
27	Le Château-d'Almenêches	Les Planches	x = 436,50	y = 1111,85	Motte castrale avec basse-cour et abbaye (Moyen-Âge)
28	Marmouillé	Ferme de Lassier	x = 440,30	y = 1111,49	Camp de terre (préssumé gallo-romain)
29	Marmouillé	Butte de Bonnevent	x = 441,08	y = 1111,71	Menhir brisé (Néolithique), motte castrale ou enceinte de terre (Moyen-Âge)
30	Marmouillé	Les Grosses-Noës	x = 443,20	y = 1111,15	Enceinte médiévale

LOCALISATION DES SITES ARCHÉOLOGIQUES (suite)

Numéro	Commune	Lieu-dit	Coordonnées Lambert du centre du site		Description
			x	y	
31	Nonant-le-Pin, Marmouillé, Chailloué, Sées	L'Ètre-aux-Marchands, le Gué-de-Chailloué, Louvigny	x = 441,6	y = 1111,8	Voie antique
32	La Genevraie	Château de Talonnai	x = 449,22	y = 1110,48	Maison forte (Moyen-Âge)
33	Chailloué	Château de Chailloué	x = 443,05	y = 1109,40	Enceinte circulaire (Moyen-Âge)
34	Mortrée	Le Pommeray	x = 432,85	y = 1108,20	Habitat gallo-romain
35	Mortrée	Le Pommeray	x = 433,12	y = 1108,57	Enclos rectangulaire et fosses (ensemble attribué à la protohistoire)
36	Mortrée	Marigny	x = 433,25	y = 1108,075	Villa gallo-romaine
37	Nonant-le-Pin	La Garenne, Courte-Botte	x = 445,60	y = 1113,80	Nécropole du premier âge du fer
38	Montmerrei	Le Val-Heureux	x = 429,05	y = 1107,00	Enceinte médiévale
39	Montmerrei	La Pierre-Tournoire	x = 429,25	y = 1104,525	Dolmen ? (Néolithique)
40	Montmerrei	Le Camp-de-César, Blanchelande, le Chatellier	x = 430,45	y = 1103,90	Camp de terre (époques multiples : Protohistoire, Antiquité et Moyen-Âge)
41	Le Cercueil	La Pierre-au-Busard	x = 428,20	y = 1102,02	2 menhirs (Néolithique). Un des menhirs a disparu.

LOCALISATION DES SITES ARCHÉOLOGIQUES (suite)

Numéro	Commune	Lieu-dit	Coordonnées Lambert du centre du site		Description
			x	y	
42	Belfonds	Condé-le-Butor	x = 437,35	y = 1104,40	Habitat gallo-romain
43	Sées	Ville de Sées	x = 440,40	y = 1103,00	Cité antique et médiévale
44	Chailloué	Bois Maheu	x = 441,375	y = 1107,15	3 dépôts de l'âge du bronze final
45	Sées	Le Bourg-Neuf	x = 441,97	y = 1105,845	Habitat gallo-romain
46	Aunou-sur-Orne	La Cour-d'Aunou	x = 444,55	y = 1103,10	Motte castrale ou enceinte (Moyen-Âge)
47	Gaprée	Marcre, les Dalles	x = 448,12	y = 1103,80	Villa gallo-romaine
48	Gaprée	Marcre, Maqueret	x = 448,55	y = 1104,15	Habitat gallo-romain
49	Gaprée	La Halboudière, la Liponerie	x = 449,85	y = 1105,35	Motte castrale (Moyen-Âge)

LOCALISATION DES SITES ARCHÉOLOGIQUES (suite)

Impression BRGM
Service reprographie
Dépôt légal : décembre 1997