

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

ARGENTAN

par

G. KUNTZ, F. MÉNILLET, J. LE GALL, M. RIOULT

ARGENTAN

La carte géologique à 1/50 000
ARGENTAN est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : FALAISE (N° 45)
au sud : ALENÇON (N° 62)

Condé- s-Noireau	Falaise	Vimoutiers
Fiers- de-l'Orne	ARGENTAN	Sées
Domfront	La Ferté-Macé	Alençon



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARGENTAN A 1/50 000**

par

G. KUNTZ, F. MÉNILLET, J. LE GALL et M. RIOULT

**avec la collaboration de L. CALLIER, J. PELLERIN,
P. de la QUÉRIÈRE, C. VAUTRELLE et G. VERRON**

1989

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION ADMINISTRATIVE</i>	5
<i>PRINCIPAUX TRAITS GÉOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS</i>	7
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	
<i>(TERRAINS PRÉCAMBRIENS)</i>	13
<i>ROCHES PLUTONIQUES CADOMIENNES</i>	18
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	25
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	31
<i>TERTIAIRE</i>	47
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	50
GÉOLOGIE STRUCTURALE	66
<i>CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS ET DES DÉFORMATIONS</i>	67
<i>CARACTÉRISTIQUES ET GÉOMÉTRIE DES DÉFORMATIONS</i>	68
OCCUPATION DU SOL	72
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	72
OCCUPATION HUMAINE	75
<i>PRÉHISTOIRE</i>	75
<i>AMÉNAGEMENT HISTORIQUE DU PAYSAGE</i>	75
DONNÉES GÉOTECHNIQUES	77
RESSOURCES DU SOUS-SOL	78
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	78
<i>MATÉRIAUX ET CARRIÈRES</i>	80
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	82
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	89
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	89
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	98
<i>DÉTERMINATIONS ET ANALYSES</i>	98
AUTEURS DE LA NOTICE	98

INTRODUCTION

SITUATION ADMINISTRATIVE

Le territoire représenté sur la feuille à 1/50 000 Argentan se situe dans le département de l'Orne, en Basse-Normandie. Il comprend en partie ou en totalité les communes suivantes : Argentan, Avoine, Batilly, Beauvain*, Briouze, Chênedouit, Craménil, Ecouché, Faverolles, Fleuré, Fontenay-sur-Orne, Francheville*, Giel-Courteilles, Goulet, Habloville, Joué-du-Bois*, Joué-du-Plain, La Bellière*, La Chauz*, La Courbe, La Ferté-Macé*, La Fresnaye-au-Sauvage, La Lande-de-Lougé, La Lande-de-Goult*, Le Cerceuil*, Le Champ-de-la-Pierre*, Le Grais, Le Ménil-de-Briouze, Le Ménil-Scelleur*, Les Rotours, Les Yveteaux, Lignou, Lonlay-le-Tesson, Loucé, Lougé-sur-Maire, Magny-le-Désert*, Ménil-Gondouin, Ménil-Jean, Montgaroult, Montreuil-au-Houlme, Moulins-sur-Orne, Occagnes, Pointel, Putanges-Pont-Ecrepin, Rânes, Ri, Saint-André-de-Briouze, Saint-Aubert-sur-Orne, Saint-Brice-sous-Ranes, Saint-Christophe-le-Jajolet, Saint-Hilaire-de-Briouze, Saint-Martin-l'Aiguillon*, Saint-Ouen-sur-Maire, Saint-Sauveur-de-Carrouges*, Sainte-Croix-sur-Orne, Sainte-Honorine-la-Guillaume, Sainte-Marguerite-de-Carrouges, Sainte-Marie-la-Robert*, Sarceaux, Sérans, Sévigny, Tanques, Uron-et-Crennes, Vieux-Pont et Vrigny*.

PRINCIPAUX TRAITS GÉOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES

La feuille Argentan est située à cheval sur la partie nord-est du Massif armoricain (Bocage normand) et le Bassin de Paris, représenté par les "Plaines" ou "Campagnes" d'Ecouché et d'Argentan. Elle comprend la majeure partie de l'ancien pays qui correspondait avant 1789 à un archidiaconé comprenant les doyennés d'Annebecq, de Briouze, d'Ecouché et d'Argentan (Angot des Rotours, 1898).

Relief

A l'exception de la vallée de l'Orne et des confins méridionaux de la feuille, le relief est peu accusé pour la partie nord-est du Massif armoricain. La région apparaît même déprimée par rapport à la Zone bocaine au Nord et à la forêt d'Ecouves armées de grès paléozoïques. Le point culminant de la feuille, à son extrémité sud-est : 342 m, correspond à une avancée vers le Nord des hauteurs d'Ecouves. Plus à l'ouest, entre le Ménil-Scelleur et Lonlay-le-Tesson, une série de buttes est formée par la zone d'affleurement des cornéennes dues au métamorphisme de contact de la granodiorite de La Ferté-Macé. La mise en relief des cornéennes par l'érosion est un fait habituel dans le bocage normand et on peut s'étonner de la faiblesse ou de l'absence de hauteurs autour des massifs granitiques d'Athis et d'Avoine.

Dans la partie septentrionale de la feuille, les reliefs les plus accusés sont des escarpements de faille : bois de Montgaroult et de Vaux, coteau de Saint-Hilaire-de-Briouze qui sont formés par l'encaissement de l'Orne dans le socle. L'antécédance de l'Orne et les escarpements de faille

* Commune appartenant au Parc naturel régional Normandie - Maine.

pourraient être liés à une tectonique récente d'âge Cénozoïque voire Quaternaire. Le fleuve forme le niveau de base local ; il coule à une altitude voisine de 155 m en amont d'Argentan et se jette dans le lac artificiel de Rabodange, au Nord-Ouest, à 124 m environ.

En dehors des zones accidentées, la partie bocagère de la feuille est faiblement ondulée, les parties hautes (200 à 270 m) étant fréquemment recouvertes de lambeaux résiduels de formations jurassiques, sans relief en buttes-témoins. La faiblesse du relief dans cette partie de la plaine hercynienne est ancienne et a permis aux transgressions du Jurassique inférieur et moyen d'avancer largement sur le socle, entre les paléoreliefs formés par les grès paléozoïques de la zone bocaine et du massif d'Ecouves. Toutefois, des mouvements épirogéniques d'âge probable Tertiaire ou Quaternaire, ont relevé la partie bocagère et maintenu les campagnes d'Ecouché et d'Argentan à une altitude légèrement inférieure et séparé par un seuil NW-SE ces deux zones de plateaux. La Plaine d'Argentan est dominée au nord par la butte-témoin du bois du Tellier où sont conservés quelques dépôts d'âge Crétacé.

Hydrographie

A l'exception des vallons de La Ferté-Macé et du ruisseau du Moulin de la Chaux qui appartiennent au bassin versant de la Mayenne, le territoire couvert par la feuille est drainé par l'Orne et plusieurs de ses affluents. La disposition du réseau hydrographique apparaît assez liée à la structure géologique. En particulier, le noeud tectonique d'Ecouché a vraisemblablement favorisé la confluence de la Cance, de l'Udon et de la Maire avec l'Orne, avant que celle-ci ne traverse en méandres encaissés le Bocage normand. Les tronçons d'orientation subméridienne et NW-SE sont parallèles à des directions de fracturation, tandis que les parties d'orientation SW-NE semblent être fréquemment la résultante entre la fracturation subméridienne et l'orientation N 80° E des assises du Briovérien. Le cours inférieur de la Cance et le cours supérieur de la Rouvre sont liés à des zones de fracturation importantes à jeu d'âge Cénozoïque probable et peut-être même Quaternaire.

Principaux ensembles géologiques

Appartenant au Massif armoricain, la partie bocagère de la feuille se situe aux confins orientaux de la Mancellia. Le domaine mancennien (Chauris *et al.* 1956) est caractérisé par l'affleurement de terrains sédimentaires schisto-gréseux d'âge Protérozoïque (Briovérien) plissés mais très peu métamorphiques, en dehors des zones de métamorphisme de contact, et de granitoïdes fini-Cadomiens non orthogneissifiés (principalement γ^4_c). La couverture paléozoïque n'est conservée qu'au S-E de la feuille dans les synclinaux de Sées et de la Coudraie et très localement au Nord. L'existence d'un volcanisme acide fini-Cambrien apparente donc le Paléozoïque inférieur de Sées et de la Coudraie à la province cambrienne du Maine.

La couverture mésozoïque n'est bien développée qu'au Nord-Est, dans les campagnes d'Argentan et d'Ecouché, séparées par un seuil NW-SE. Cette couverture d'âge jurassique s'amincit rapidement pour disparaître

à la fois vers l'Ouest (Flers-de-l'Orne) et vers le Sud (la Ferté-Macé). Au contraire vers le Nord (Falaise), les calcaires du Jurassique moyen s'épaississent entre les crêtes de grès paléozoïques et vers l'Est, ils s'ennoient lentement sous les formations argileuses callovo-oxfordiennes.

La transgression crétacée n'a laissé que de rares témoins épars, isolés en avant du front continu de la cuesta cénomaniennne qui est situé hors du secteur étudié, plus à l'Est et au Nord-Est, sur le territoire des feuilles voisines. Quelques placages détritiques tertiaires, d'origine fluviale, contiennent localement quelques débris végétaux et des traces de racines en place. Les cours d'eau sont parfois encaissés, en particulier l'Orne en aval d'Ecouché et localement, ils ont abandonné des alluvions anciennes à différents niveaux. Les limons quaternaires, peu épais, sont conservés principalement sur la couverture de terrains secondaires.

Dans cette région, sols, végétation et cultures accusent les contrastes entre les paysages bocagers sur sous-sols siliceux et les "campagnes" sur sous-sols calcaires.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille d'Argentan a été élaborée dans le cadre du lever systématique de la carte géologique de France à l'échelle de 1/50 000, financé par le Ministère de l'Industrie, des P. et T. et du Tourisme. 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. Pour reconnaître certaines limites, et déterminer des structures assez complexes, des sondages à la tarière ont été nécessaires (champ de fractures entre Saint-Hilaire-de-Briouze ; noeud tectonique à l'Est d'Ecouché).

Presque continue, la couverture de formations superficielles n'a pas été représentée partout. Lorsqu'elle est étendue, allochtone et masque complètement le substrat, elle a été figurée par une teinte plate, tandis que sur le socle, les altérites ont été représentées par la teinte abaissée du substrat sain.

APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS

Une rapide comparaison avec les cartes précédentes à 1/80 000 (feuilles Alençon et Falaise) montre l'important apport de la feuille Argentan à la connaissance du sous-sol de la région.

D'un point de vue cartographique, les limites de formations anciennement reconnues ont été presque partout précisées et pour une grande partie de la carte, les contours sont entièrement nouveaux. De nouvelles unités ou subdivisions ont été introduites, en particulier dans le Lias. Dans le métamorphisme de contact, les cornéennes, matériau de viabilité intéressant, ont été distinguées des schistes tachetés. Pour le complexe

porphyrique de Beauvain, découvert peu de temps avant les levers, les contours les plus récents ont été utilisés. Enfin, la cartographie des formations superficielles est entièrement nouvelle.

D'un point de vue stratigraphique, la série jurassique a été largement précisée par de nouvelles récoltes et déterminations paléontologiques.

D'un point de vue lithologique et pétrographique, la légende et la notice donnent de nombreuses précisions sur la composition de la plupart des formations. La cartographie et les sondages ont permis de renouveler largement la connaissance de la lithologie des formations liasiques. Des roches volcaniques, préalablement inconnues, ont été découvertes au sommet du Cambrien.

D'un point de vue structural, des failles importantes ont été découvertes, en particulier la faille de Montgaroult et le champ de fractures de Saint-Hilaire-de-Briouze. Etayée sur des sondages à la tarière et une cartographie fine, une nouvelle interprétation du noeud tectonique d'Ecouché est proposée.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Fondées essentiellement sur les données de la littérature citées dans la description des terrains et dans la liste des références bibliographiques, ces quelques notes ont pour objet de donner au lecteur peu familiarisé avec les paléogéographies des époques successives, la trame de l'histoire géologique régionale. L'évolution structurale de la région sera traitée dans la rubrique "Géologie structurale". Une échelle des temps géologiques figure à l'intérieur de la jaquette qui entoure ce livret explicatif.

Protérozoïque terminal: bassin briovérien et orogénèse cadomienne (Précambrien)

Les premières données sur l'histoire géologique de la région nous sont fournies par les dépôts briovériens du Protérozoïque supérieur. A cette époque, elle se situait dans un bassin assez profond, en bordure d'une masse continentale comprenant probablement les roches les plus anciennes d'Espagne et d'Armorique méridionale, soudées ou non au vaste ensemble proto-gondwanien. Ce dernier 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 (orogénèse panafricaine). Probablement marin, le bassin briovérien ou "bassin mancellien" était limité au Nord par un arc orogénique : la cordillère constantienne (du nom latin de Coutances, Constantia) selon Dissler *et al.*, 1986 ou une cordillère joignant la région de Lannion (Côte-du-Nord) au Nord du Cotentin (Chantraine *et al.*, 1986). L'érosion de l'arc orogénique fournissait des sables. Accumulés en position instable sur le talus, ces sables étaient étalés sur le fond du bassin par des courants de turbidité. La région se situait probablement dans l'hémisphère Sud, mais l'évolution climatique de la période est pratiquement inconnue, la flore et la faune, constituées d'organismes primitifs dépourvus de parties dures, ligneuses, chitineuses ou osseuses, n'étant guère fossilisées.

L'origine glacio-marine envisagée pour les conglomérats interstratifiés dans les sédiments briovériens n'a pas été confirmée par les études récentes (Doré *et al.*, 1985, Garlan, 1985).

L'orogénèse cadomienne, dont les phases précoces ont entraîné la sur-
rection de la (ou des) cordillère recoupant le Cotentin, serait due à une
subduction du fond de l'Océan Iapetus sous la microplaque pentévrienne,
sous les deux cordillères, puis sous notre bassin briovérien, interprété
comme bassin d'arrière arc, selon Dissler *et al.*, 1986. Pour Chantraine *et al.*,
il s'agirait plutôt d'une collision continentale entre cette microplaque
et le vieux socle hispano-sud armoricain, avec fermeture de l'Océan Iape-
tus entre la Laurentia (Amérique du Nord - Irlande - Ecosse) et la
Penthièvre (région située entre Lamballe et Guingamp dans les Côtes-du-
Nord). L'orogénèse cadomienne se termine par le plissement des sédi-
ments du bassin briovérien et la montée des granitoïdes mancelliens,
vers - 550 millions d'années.

Paléozoïque (Primaire)

Cambrien : dépôts détritiques et volcanisme acide en bordure orientale de la Mancellia. Au Cambrien, des mouvements de distension entraînent le retour de la mer dans la partie orientale de la région. La Mancellia, plus à l'Ouest, avec ses granodiorites profondément enracinées, reste une zone haute, île ou presqu'île, jusqu'au début de l'Ordovicien. Pendant cette longue période d'émersion, elle est érodée et les granodiorites sont largement mises à l'affleurement. A l'Est, les dépôts débutent par des conglomérats (k_{1a}) remplacés progressivement par des arkoses (k_{1b}). Cette première séquence détritique se termine par la sédimentation de silts et d'argiles (k_{1c1} et k_{1c2}). Ensuite, les dépôts redeviennent plus grossiers, avec des sables à intercalations argileuses (k₂). L'histoire cambrienne locale se termine par une activité volcanique aérienne acide épanchant des nuées ardentes, des cendres et de menus débris de roches (k_{1p}).

Ordovicien : transgression marine et glaciation. La transgression aréni-
gienne (vers - 475 millions d'années) permet à la mer de recouvrir les
dépôts volcaniques par des sables. Cimentés, ces sables deviendront le
"Grès armoricain" (o₂). Rarement conservée leur faune comprend des
lingules et des lamellibranches. Au Llanvirnien, les dépôts deviennent
plus fins et réducteurs (o₃₋₄, Schistes du Pissot), probablement en relation
avec la situation de la région dans les hautes latitudes australes. Au
cours du Llandeilien, la sédimentation redevient sableuse (o₄₋₅, Grès de
May). La faune est toujours rare ou mal conservée (trilobites, lamel-
libranches, brachiopodes). Les dépôts suivants n'ont pas été conservés sur
le territoire couvert par la carte, mais dans des régions voisines (forêt
d'Ecouves, forêt des Andaines, Zone Bocaine). Ils sont les témoins d'une
sédimentation fine au Caradocien puis conglomératique à l'Ashgillien.
Disposés selon une bande allant depuis Alençon jusqu'au Cotentin, ces
conglomérats se seraient formés par la chute de matériaux grossiers
transportés par des icebergs issus des calottes glaciaires qui ont recouvert
le Sahara à cette époque.

Paléozoïque post-ordovicien : orogénèse hercynienne ; surface post-hercynienne. Aucun dépôt paléozoïque postérieur à l'Ordovicien n'étant conservé, l'histoire au cours de cet important laps de temps nous est seulement connue par le contexte géologique régional. Au Silurien, se déposent principalement des boues noires, riches en matière organique, milieu favorable à la prolifération de petits organismes coloniaux, en disposition linéaire ou ramifiée (graptolites). La sédimentation s'est vraisemblablement poursuivie au début du Dévonien (Lochkovien) par des sables. L'absence de dépôts paléozoïques ultérieurs dans le Nord-Est du Massif armoricain est généralement interprétée comme une période d'émersion liée aux prémices de la phase bretonne, en particulier par Dissler *et al.* 1986, réponse épirogénique aux mouvements de compression et de coulissage complexes de la collision continentale sud-armoricaine. Nous ignorons si la région fut recouverte ou non par la mer à la fin du Dévonien et au début du Carbonifère, mais elle subit les plissements hercyniens au cours du Carbonifère, probablement vers la limite du Namurien et du Westphalien, les sédiments westphaliens du bassin houiller de Littry (Calvados), n'étant pas plissés. Les dernières phases de l'orogénèse hercynienne se traduisent dans la région par une fracturation qui permet en particulier, la mise en place du complexe intrusif et hydrothermal de Beauvain, vers la limite du Carbonifère et du Permien. A cette dernière période la vaste chaîne hercynienne est largement érodée et pénéplanée, mais dans la région elle ne sera atteinte par la mer qu'au Lias, au cours de la transgression jurassique.

Altérations post-hercyniennes et antérieures à la transgression liasique.

Sous les dépôts jurassiques, les granites cadomiens n'ont donné nulle part des altérites kaoliniques aussi épaisses que celles observées localement sur le granite hercynien d'Alençon. Au Nord-Est de Faverolles, le sondage 5-11 a montré une arénisation de la partie supérieure du granite, sans kaolinisation ; cette altération, apparemment tardive, s'est sans doute développée sous la couverture détritique liasique. Les affleurements permettent de penser qu'il en fût de même sur les autres massifs granitiques cadomiens. Sur les terrains briovériens, l'altération est aussi très limitée, la couleur des schistes est souvent conservée. Sur les cornéennes au Nord-Est de Briouze, on observe cependant 5 mètres d'argile, brunâtre à la base, blanchâtre au sommet et composée pour moitié de kaolinite, puis d'illite et d'un peu de smectite ou d'interstratifiés illite smectite. Ailleurs, des lentilles de brèches à éléments décimétriques de schistes briovériens métamorphisés ont parfois été observées sous les sables liasiques : fondation de maison à l'Est-Nord-Est de Mesnil-Glaise ($x = 416,56$; $y = 1\ 118,76$; $z = 205$ m) et à Saint-Brice-sous-Rânes, à la base d'un talus dégagé au marteau ($x = 414,14$; $y = 1111,77$; $z = 210$ m).

Dans le contexte régional, alors que la pénéplaine était relativement évoluée sur le socle cadomien, les terrains du Paléozoïque, plus résistants à l'érosion, constituaient des reliefs qui joueront le rôle d'écueils dans les mers jurassiques ; en particulier, les crêtes de Grès armoricain des synclinaux de Vrigny et de Sées dominaient l'ensemble des terrains briovériens. La mer ne vint que tardivement couvrir la surface post-hercynienne, au cours du Pliensbachien inférieur (Carixien).

Mésozoïque (Secondaire)

Jurassique. Les courants littoraux de la mer pliënsbachienne remanient, trient et redistribuent les matériaux détritiques rencontrés par la transgression à la surface d'érosion continentale post-hercynienne. Ils amorcent le comblement des dépressions entre les reliefs résiduels. Les débris végétaux des terres émergées toutes proches se mêlent aux fossiles marins côtiers. A la fin de la séquence détritique pliënsbachienne, des argiles azoïques, notées I A, se décantent pendant un court épisode régressif à la fin du Domérien et peut-être au tout début du Toarcien, succédant à la mise en place des bancs de sables fins marins, à brachiopodes et mollusques, datés du Carixien supérieur – Domérien inférieur.

Quelques témoins d'argiles à nodules calcaires représentent les argiles à poissons du Toarcien inférieur et marquent le retour temporaire de la mer. Il en sera de même des flaques d'argiles avec ammonites phosphatées du Toarcien supérieur. Cette sédimentation discontinue dans l'espace et dans le temps, traduit à cette époque une instabilité du milieu marin. L'absence de dépôt aalénien matérialise d'ailleurs la tendance régressive qui prévaut dans ce secteur de la marge orientale du Massif armoricain. Par endroits, les premiers dépôts du Bajocien supérieur reposeront directement sur les sables et grès pliënsbachiens, accusant nettement la lacune aux confins du Jurassique inférieur et moyen.

La mer reconquiert la région au Bajocien supérieur : elle s'avance alors directement sur les terrains briovériens, au Sud d'une ligne Argentan Ecouché et à l'Est de la vallée de l'Udon. Mais cette transgression générale a été précédée d'une première lèche marine pelliculaire au Bajocien inférieur atteignant la région de Fromental ; quelques indices permettent de penser qu'au Bajocien moyen, comme dans la région de Falaise, la mer a pu laisser quelques dépôts à la limite nord-est de la région étudiée. A partir du Bajocien supérieur, un régime de plate-forme carbonatée s'installe rapidement sur la marge nord-orientale du Massif armoricain ; ce type de sédimentation va prévaloir jusque vers la fin du Bathonien. Au Bajocien supérieur, les calcaires fins à *Acanthothis spinosa* rencontrés à l'Est et au Nord-Est d'Ecouché, sont largement répartis hors du secteur étudié, entre les écueils paléozoïques de la région de Falaise au Nord et localement dans le golfe du Maine au Sud.

Au début du Bathonien, les calcaires à silex se déposent à l'abri, au fond de la baie d'Ecouché – Argentan. Au Bathonien moyen, les calcaires à pellesoïdes et intraclastes à stratification planaire, passent bientôt aux calcaires oolithiques à stratification oblique au Sud d'Argentan. Plusieurs discontinuités viennent interrompre la sédimentation ; l'une d'elle correspond à une reprise d'érosion, liée à des réajustements épeirogéniques régionaux, entraînant l'épandage des graviers de Grès armoricain à la base des couches calcaires qui la surmontent. Le faciès oolithique se prolonge dans le Bathonien supérieur, interrompu à nouveau par une surface durcie et perforée juste sous la Caillasse de Belle-Eau, à *Gonio-rhynchia boueti* qui passe au Calcaire d'Argentan, riche en Bryozoaires. Après deux nouvelles discontinuités encadrant une dernière récurrence oolithique, les calcaires bathoniens cèdent brutalement la place au faciès argileux du Bathonien terminal qui annonce la substitution des sédiments terrigènes calloviens aux carbonates bajo-bathoniens. Pendant le

Callovien inférieur, les dépôts d'argiles, de marnes et de calcaires argileux dominant, avec apparition de silts fins à la partie supérieure. Ces dernières couches sont ravinées sous la surface d'érosion post-jurassique qui supporte la glauconie de base du Crétacé.

Surface d'érosion post-jurassique. Cette surface recoupe d'Est en Ouest, le Callovien inférieur au Nord d'Argentan, le Bathonien dans la région de Montgaroult et plus à l'Ouest, le Toarcien près de Giel-Courteilles et de Pointel. En l'absence de vestige de terrain crétacé au Sud de la feuille, la nature des terrains atteints par la surface d'érosion post-jurassique reste mal connue dans ce secteur. On peut tout au plus supposer que les calcaires jurassiques étaient encore bien représentés près de Rânes, puisque ces calcaires, silicifiés au cours du Tertiaire ou du Quaternaire, sont résiduels au sommet de buttes-témoins au Nord-Ouest de ce bourg.

Crétacé. La mer envahit à nouveau cette région, probablement dès la fin de l'Albien. Seuls quelques rares témoins de la glauconie albo-cénomaniennne ont été découverts sur les terrains jurassiques, du Nord d'Argentan à l'Ouest de la feuille où un gisement de glauconie a été observé en forage près de Pointel. Aucun terrain crétacé plus récent n'a été observé en place. Il faut signaler cependant la présence de chailles décalcifiées résiduelles provenant des terrains cénomaniens et qui sont mêlées à des colluvions au Nord et au Nord-Ouest d'Argentan (cf. formation de versant).

Les nouveaux jalons de la transgression crétacée signalés dans cette région sont intermédiaires, paléogéographiquement, entre les affleurements de la forêt de Gouffern au Nord-Est et celui du Mont-Pinçon situé sur la feuille à 1/50 000 Villers-Bocage au Nord-Ouest.

Tertiaire

Après le retrait de la mer à la fin du Crétacé, les Grès à Sabals se sont déposés sur les terres émergées, à la fin de l'Eocène. L'histoire géologique ultérieure reste mal connue dans cette région, jusqu'au Pléistocène. Toutefois, la surface de la péninsule post-crétacée altérée, ravinée et déformée, a évolué pendant cette longue période essentiellement continentale.

Quaternaire

La plupart des éboulis pierreux se sont mis en place sur les massifs paléozoïques, sous régime périglaciaire pendant les périodes les plus froides, contemporaines des glaciations quaternaires ; ces dernières ont alterné avec des périodes inter-glaciaires à climat tempéré.

Les cours d'eau s'encaissent plus particulièrement dans les terrains briovériens et paléozoïques : l'Orne en aval d'Ecouché, la Cance en aval de Boucé, etc..., en abandonnant localement des alluvions anciennes sur des terrasses de plus en plus basses. Des réajustements tectoniques se produisent ; ces rejeux surélevent en particulier les terrains du socle à l'aval d'Ecouché, en même temps qu'un placage d'alluvions anciennes de l'Orne près de Batilly.

Des loess sont apportés par les vents d'Ouest dominants lors des périodes froides et se déposent plus particulièrement en bordure des massifs anciens, sur la couverture de terrains secondaires faiblement inclinés.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR (TERRAINS PRÉCAMBRIENS)

Dans le Massif armoricain, les terrains abiotiques, d'origine surtout sédimentaire, plissés et schistosés mais très peu métamorphiques, situés sous les séries cambro-ordoviciennes datées, sont regroupés sous le terme Briovérien (Barrois, 1899).

Etage ou système, selon les auteurs, le Briovérien se classe, pour l'essentiel, dans le Protérozoïque supérieur ; plus précisément dans sa partie terminale pour les formations affleurantes (- 700 ? à - 550 millions d'années environ). En Basse Normandie, la limite supérieure d'âge des terrains briovériens est indiquée par leur recouvrement, en discordance, par des dépôts d'âge Tommotien (Cambrien très inférieur), Doré *et al.* (1977) ; Pasteels et Doré (1982). En outre, les assises du Briovérien sont recoupées par les granodiorites mancelliennes, rattachées à la fin du cycle orogénique cadomien (âge radiométrique, voir tableau n° II, p. 20).

Briovérien non métamorphique

Le Briovérien comprend essentiellement des roches gréseuses ou schisteuses, de teinte grise prédominante fréquemment désignées dans la région sous le nom d' "argelette", de "pierre froide" ou encore par l'expression "la tuf", lorsqu'elles sont décompressées et altérées. Elles affleurent de place en place, en bancs parfois très minces et souvent redressés à la verticale.

Essais de subdivision stratigraphique. D'un point de vue stratigraphique, les formations briovériennes sont très mal connues. A l'exception de traces peu caractéristiques d'origine organique possible (algues primitives, protozoaires, métazoaires primitifs, protoméduses ?), elles ne contiennent pas de fossiles. Leur lithologie est très monotone ; elles sont plissées et fracturées et les granitoïdes mancelliens les ont largement recoupées, "digérées" et métamorphosées. La subdivision du Briovérien en 3 "étages" (Graindor, 1957), très hypothétique et non fondée sur des observations d'ordre stratigraphique, est peu à peu abandonnée. La distinction entre un Briovérien inférieur à phtanites, à structuration cadomienne polyphasée (domaine cadomien interne) et d'un Briovérien supérieur détritique terrigène, à structuration cadomienne monophasée (domaine cadomien externe), Cogné, 1972, Le Corre, 1977, est plus fréquemment utilisée. Cependant, les relations précises entre les deux ensembles séparés latéralement par l'accident de Granville, restent à préciser (Chantraine *et al.*, 1982), d'autant plus qu'ils paraissent liés à des environnements paléogéographiques différents. Dans le domaine mancellien, seul le "Briovérien supérieur" est représenté. Associant des méthodes sédimentologiques et structurales, les dernières études de synthèse (Chantraine *et al.*, 1982) ont permis d'élaborer une première esquisse lithostratigraphique.

Malheureusement, dans de nombreux secteurs, en particulier sur la feuille Argentan, l'absence de coupes continues et de niveaux repères empêche de définir des unités cartographiables à l'échelle du 1/50 000. Seules deux lentilles riches en bancs de grauwackes ont été différenciées au Sud de la feuille (Boucé, Les Rochers et Sainte-Marie-la-Robert, La Corbinière).

b. Grauwackes, siltites et schistes, en alternance flyschöïdes. Dans les affleurements de quelque étendue et souvent même dans les menus pointements rocheux, les deux types de roches, grauwackes (grès immature à ciment phylliteux) et siltites, parfois schistosées, apparaissent associées en alternances régulières ou irrégulières de lamines et petits bancs ayant quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Un examen attentif de ces bancs montre qu'ils sont fréquemment granoclassés et ordonnés en séquences comprenant de la base vers le haut :

- une lamine ou un banc de grauwacke grisâtre à gris verdâtre, généralement granoclassé ;
- une lamine de siltite brune à noire.

La limite entre la lamine de siltite et le banc de grauwacke qui la recouvre est généralement nette ; la base du banc de grauwacke fossilise fréquemment des structures sédimentaires telles que des figures de courant et des rides d'oscillation. Les séquences peuvent être tronquées et des bancs de grauwackes granoclassées peuvent directement se recouvrir. Dangeard, Doré et Juignet (1961) ont interprété ces alternances comme un dépôt de type flysch. Les lamines et bancs de grauwackes correspondent à l'apport d'un courant de turbidité dû à la remise en mouvement des sédiments meubles, accumulés en position instable sur un important talus subaquatique. Les lamines de siltite représentent la sédimentation normale du bassin probablement marin. Les flyschs sont généralement liés à des zones instables de l'écorce terrestre (marge continentale active, bassin voisinant une cordillère, bassin intraorogénique, etc...). Avec la réserve imposée par la médiocrité des affleurements, les figures de glissements (slumping, laminations convolutées), fréquentes dans les flyschs, ne paraissent pas très abondantes et de dimensions modestes.

Localement, on observe des bancs de grauwackes épais ou des siltites massives, pauvres en intercalations gréseuses, parfois noires (sondage 5-12).

Caractères microscopiques des grauwackes. D'origine terrigène, les grauwackes du Briovérien appartiennent essentiellement à la catégorie des wackes dans la classification de Dott (1964). Ce sont des grès immatures, à texture subjointive et matrice argilo-silteuse (chlorite) assez abondante (10 à 30%). De forme anguleuse, les grains de différente nature sont hétérométriques.

Bien que la proportion de grains de quartz monocristallins soit importante (80% des éléments figurés, en moyenne), le matériel est assez hétérogène dans sa composition. Les feldspaths plagioclases et les lithoclastes sont représentés en proportion sensiblement équivalente (10% en moyenne), les feldspaths alcalins étant rares. Plus abondants à la base des bancs, les lithoclastes sont d'origine diverse : sédimentaire (microquartzites, rares grains de phanites) ou métamorphique (rares fragments de

schistes). La taille de ces éléments est généralement inférieure à 0,5 mm ; les microbrèches, à éléments de 2 à 20 mm de largeur sont rares.

La roche contient fréquemment des micas détritiques, principalement de la muscovite et, en moindre quantité, de la biotite qui est presque toujours chloritisée. La chlorite néoformée lors de la période de structuration cadomienne (métamorphisme anchizonal) est plus abondante et constitue l'essentiel du fond phylliteux de la roche.

Caractères microscopiques des siltites. Roches d'origine terrigène à grain très fin, les siltites sont constituées de petits fragments de quartz anguleux, de taille comprise entre 2 et 64 μm et de fines particules phylliteuses. Leur granulométrie peut varier notablement, fréquemment en microséquences granoclassées d'épaisseur millimétrique, voire inframillimétrique. Cette rythmicité donne à la roche un aspect finement laminé très caractéristique (siltites straticulées).

Les particules phylliteuses sont fréquemment orientées, selon la trace des plans de stratification ou obliquement à ceux-ci. Cette orientation marque une schistosité de flux, d'origine tectonique. Lorsqu'elle recoupe la stratification, cette schistosité se réfracte généralement dans les lamines les plus grossières.

A b. Altérites des formations briovériennes non métamorphiques. Les formations briovériennes sont presque complètement recouvertes par un manteau d'altérites, en place ou remanié par gélifluxion. Elles ont généralement l'aspect d'un limon compact, plus ou moins sableux et assez argileux, de teinte grise, gris-beige à ocre, voire rosâtre ; panachée gris-blanc et ocre quand elles sont hydromorphes (faciès pseudogley). Leur épaisseur est habituellement comprise entre 1 et 2 m mais elle peut être localement importante et atteindre 10 m (sondage 5-12). Par altération, les grauwackes deviennent tendres, jaunâtres, et se décomposent en limon sableux et argileux grisâtre à jaunâtre ; les siltites donnent un limon gris à menues plaquettes de siltites, puis un limon argileux gris, devenant gris-beige ou ocre vers la surface. Les altérites des formations briovériennes donnent en surface des sols limoneux, généralement plus gris, plus compacts et plus argileux que les sols sur limons loessiques.

Les altérites des formations briovériennes comprennent habituellement une importante fraction limoneuse (2 à 50 μm ; 40 à 60 %), avec une prédominance des limons fins (2 à 20 μm ; 30 à 50 %). La fraction sableuse est mieux représentée dans les altérites de grauwackes (jusqu'à 35 %), mais existe également dans les altérites de siltites où elle est beaucoup plus fine (10 à 25 %). La fraction argileuse, inférieure à 2 μm , constitue 20 à 35 % du matériau et comprend principalement de la kaolinite et des minéraux micacés (muscovite), avec un peu de chlorite ou d'interstratifiés irréguliers chlorite-vermiculite ou chlorite-smectite.

Briovérien métamorphisé au contact des granitoïdes cadomiens

Les sédiments briovériens ont été largement affectés par un métamorphisme de contact (métamorphisme thermique) dû à l'intrusion des granodiorites mancelliennes. Ce métamorphisme se caractérise par une

recristallisation partielle puis complète de la roche en se rapprochant de la granodiorite, avec néogénèse de nouveaux minéraux. Ces derniers se sont développés en phénoblastes ou petits amas formant des taches brunes, plus rarement blanchâtres, souvent en relief sur les plaquettes de siltites. Ce métamorphisme est d'âge cadomien, proche de la limite Protérozoïque-Cambrien.

De façon classique, nous avons distingué deux zones de métamorphisme : celle des cornéennes et celle des schistes tachetés. La limite entre les deux zones est progressive, mais assez facile à fixer sur le terrain : les cornéennes, très recristallisées et dures, forment généralement un relief très net dans le paysage et la densité des taches formées par les minéraux de métamorphisme diminue sensiblement en quelques dizaines de mètres lorsque l'on passe des cornéennes aux schistes tachetés. La limite externe des schistes tachetés est un peu plus difficile à suivre, les taches devenant minuscules quand on s'éloigne du granite.

La largeur variable des auréoles de métamorphisme est généralement liée à l'inclinaison du contact du granite avec son encaissant. La grande extension des cornéennes à l'Est de la granodiorite d'Athis, jusqu'à Fontenay-sur-Orne est vraisemblablement due à un prolongement à faible profondeur de ce granitoïde, vers l'Est.

bs ² . **Schistes tachetés** (zone à chlorite et à chlorite et cordiérite). Dans son auréole externe, le métamorphisme se marque sur les siltites fines par des taches brunes, légèrement oblongues et souvent en relief, qui leur donnent un aspect tacheté caractéristique. La longueur des taches est généralement comprise entre 0,2 et 2 mm. Dans la partie la plus externe de l'auréole, les taches, très petites, sont constituées par des amas de chlorite. En se rapprochant de la granodiorite, ces amas sont peu à peu remplacés par des cristaux (phénoblastes) de silicates d'alumine (cordiérite, voire andalousite), entièrement altérés et remplacés par de minuscules micas blancs (pinitisation). Ces amas et phénoblastes sont fréquemment étirés dans le plan de schistosité, parallèle ou oblique à la stratification et matérialisé par de fines paillettes de chlorite, parfois accompagnée de biotite. Cette schistosité se moule fréquemment sur les phénoblastes qui ont parfois une texture hélicitique. Elle est donc subcontemporaine de la mise en place du granite.

Moins abondants et de forme plus irrégulière, d'autres cristaux de biotite ne montrent pas d'orientation préférentielle ; leur formation date probablement de la fin de la mise en place du granite. Enfin, quelques cristaux millimétriques de muscovite tardive, englobant de petits grains de quartz se sont vraisemblablement formés lors des altérations deutériques et hydrothermales qui ont affecté les granodiorites mancelliennes à la fin de leur mise en place ou peu après.

Dans les grauweekes, la marque du métamorphisme est beaucoup plus discrète et se reconnaît par des recristallisations ou accroissements de grains de quartz ; la chlorite de la matrice pouvant être recristallisée et orientée.

bK₀² **Cornéennes** (zone à cordiérite et biotite). Le terme de cornéenne est à prendre ici dans un sens large : roches de la zone à métamorphisme de contact intense. L'aspect "corné", caractéristique mais non exclusif des lithofaciès les plus typiques de cette zone étant peu représenté. Sur la feuille, elle comprend essentiellement :

- des cornéennes tachetées (anciennes siltites),
- des cornéennes straticulées ou rubanées (anciennes siltites straticulées),
- des cornéennes compactes : quartzites et microquartzites (anciens grès et grauwackes).

Très recristallisées, ces roches se reconnaissent sur le terrain par leur dureté et leur texture massive, dépourvue de débit schisteux. Le litage originel est généralement conservé. Elles affleurent bien dans les gorges de l'Orne, en aval d'Ecouché et dans celle de la Maire, en amont de Lougé.

Très caractéristiques, les *cornéennes tachetées* se reconnaissent par l'abondance des taches grises, fréquemment subjointives, et, en moyenne, plus grandes que celles des schistes tachetés. Ces taches sont constituées de phénoblastes de cordiérite entièrement pinitisés. Entre elles, le fond de la roche est formé par une fine mosaïque de quartz, parsemée de biotite brune et comprenant localement un peu de feldspath. Des lamelles blastiques de muscovite tardive sont assez fréquentes et présentent parfois un habitus poecilitique.

Dans les *cornéennes straticulées*, les passées de siltites sont si fines que l'aspect tacheté n'apparaît pas. La roche se distingue aisément des siltites straticulées par sa grande dureté.

Les *cornéennes compactes* sont d'anciens grès et grauwackes recristallisés en quartzites et microquartzites. Les plus fines d'entre elles ont parfois un aspect corné. En lame mince, la plupart de ces roches ont une texture polygonale équante (granoblastique à grain fin), d'origine thermique. Les microblastes xénomorphes de quartz et de feldspaths sont jointifs, avec fréquemment des assemblages de trois cristaux en rosette à limites radiales formant des angles voisins de 120° (points triples, typiques des phénomènes de recuit). La biotite brune, de haute température, riche en titane, comble les espaces entre les quartz, l'assemblage quartzitique étant imparfait. Elle se présente en petits cristaux lamellaires ou globuleux, parfois orientés. Peu abondants et toujours altérés, les silicates d'alumine forment des plages amiboïdes, plus ou moins diffuses. Les lamelles blastiques de muscovite tardive sont plus abondantes à proximité du granite.

Contact cornéennes-granodiorites. A l'échelle de la carte, les massifs de granodiorite recoupent nettement les assises du Briovérien, de façon oblique par rapport à leur stratification. Le contact affleure rarement, mais des observations faites en dehors du domaine de la carte (feuille à 1/50 000 Mortain) montre qu'il peut être net, la masse granitique interrompant brutalement les lits de cornéennes. Il est le plus souvent incliné vers l'extérieur du massif de granodiorite, celui-ci ayant une forme de coupole (Jonin, 1981). Fréquemment, des filonnets de granodiorite, d'aplite et plus rarement de pegmatite pénètrent dans les

cornéennes. A l'inverse, la granodiorite renferme de nombreuses enclaves de cornéennes à proximité du contact.

A proximité du contact, la texture des cornéennes est souvent modifiée, la roche prenant parfois un aspect finement nébulitique ou granitoïde et se chargeant généralement en nids et gerbes de grandes muscovites, souvent accompagnées de phénoblastes de tourmaline. Exceptionnellement, les cornéennes peuvent renfermer de gros phénoblastes de feldspath. Les filons de quartz ne sont abondants qu'à proximité des zones fracturées. La granodiorite est souvent arénisée à proximité du contact.

$A \text{ bS } \frac{2}{0}$ et $A \text{ bK } \frac{2}{0}$. **Altérites de formations briovériennes métamorphiques.** Les altérites de schistes tachetés diffèrent peu de celles des formations briovériennes non métamorphiques (voir $A \text{ b}$) ; leur charge en fragments lithiques résiduels est dans l'ensemble plus importante. Les altérites de cornéennes sont généralement plus sableuses et encore plus riches en fragments lithiques, sauf quand leur altération est très poussée. Dans ce cas, fréquent en position topographique haute, elles sont souvent rubéfiées.

ROCHES PLUTONIQUES CADOMIENNES

$\gamma \text{ c }^4$ **Granodiorite à cordiérite** (granodiorites mancelliennes). Les granodiorites mancelliennes dont le type principal correspond au "granite de Vire" des carrières, forment sur la feuille :

- au Nord-Ouest, la partie sud-orientale du massif d'Athis ;
- au Centre, le massif d'Avoine, longue bande Est-Ouest ;
- au Sud, la bordure septentrionale du massif de la Ferté-Macé.

Les meilleurs affleurements sont l'ancienne carrière de Chénéduit et quelques rochers en rive droite de l'Orne pour le massif d'Athis, la cluse de l'Udon, dans le massif d'Avoine et les anciennes carrières situées au voisinage de la Raitière et du moulin de La Chaux, dans le massif de La Ferté-Macé.

Aspect de la roche à l'oeil nu. Les granodiorites mancelliennes sont des roches grises ou plus précisément blanc grisâtre mouchetées de noir. A l'altération, elles prennent une teinte gris-beige à jaunâtre. Elles sont constituées de cristaux engrenés de 1 à 3 mm de longueur, de feldspaths blanchâtres, de quartz, gris clair à éclat gras et de micas noirs (biotite). La cordiérite, vert bleuâtre, le plus souvent altérée, apparaît généralement sous forme d'amas verdâtres à minuscules micas blancs.

Les granodiorites mancelliennes renferment fréquemment des enclaves de taille centimétrique à décimétrique ("noeuds" ou "crapauds" des carrières), de plusieurs types :

- fragments de forme anguleuse à ovoïdale de cornéennes gris clair à gris foncé, plus fréquents en bordure des massifs ;
- enclaves surmicacées, noirâtres, généralement de forme allongée ;
- enclaves microgrenues ou grenues fines, sombres, de forme subarrondie ;

– nodules de quartz de formes variées, sphéroïdales à polyédriques, voire branchues.

Ces enclaves ont frappé les premiers observateurs dont Virlet (1846 et 1847), qui les interprétait comme d'anciens galets et récupérait à l'Ecole des Mines les dalles destinées aux trottoirs de Paris les plus favorables à son hypothèse.

Aspect au microscope. Dans son faciès le plus typique, largement prédominant dans les massifs de Vire, d'Avranches et de Saint-Barthélemy, la roche comprend (analyse modale moyenne selon Jonin, 1981, tableau I :

– du quartz, assez abondant, en plages xénomorphes ou en cristaux subautomorphes, souvent à extinction roulante ;

– des feldspaths plagioclases, assez souvent zonés (andésine à oligoclase), frais ou séricitisés ;

– des feldspaths alcalins, principalement de l'orthose renfermant fréquemment des veines d'albite (perthite), xénomorphe et souvent poecilitique, parfois altérés ;

– de la cordiérite, en cristaux de forme subarrondie à peine teintés (vert bleuâtre) ; mais le plus souvent complètement altérés et remplacés par un amas de minéraux micacés, comprenant fréquemment de la muscovite en fines paillettes flexueuses, souvent disposées en gerbes ;

– de la biotite, généralement abondante, en lamelles souvent peu allongées, parfois intersticielle, fraîche et brun-rouge, décolorée ou altérée en chlorite ;

– de la muscovite, toujours secondaire, en amas de fines paillettes flexueuses (issues de l'altération des cordiérites et des feldspaths), en gerbes, en rosettes ou en paillettes isolées.

Dans la classification de Streckeisen, la roche se place au centre du champ des granodiorites avec de légers débordements vers les granites monzonitiques et les diorites quartziques.

En plus des zircons et des aiguilles de rutile inclus dans les biotites, les minéraux accessoires, irrégulièrement représentés, sont l'apatite, la tourmaline et de manière plus sporadique encore, des spinelles. Quelques analyses de minéraux lourds (études BRGM in Jonin, 1981) révèlent la présence de traces de pyrite, d'ilménite, de magnétite, de pyrrhotite, de monazite, de mispickel, de grenat, de fluorine et de molybdénite.

Age, géochimie et contexte géologique régional. La parenté des différents massifs granitiques de la région a été reconnue dès les premières explorations géologiques (Durocher, 1847). Ils appartiendraient à un même batholite (Graindor, 1967 ; Leutwein, 1968 ; Jonin, 1973 et 1981) ayant 150 km d'extension d'Ouest en Est, de Dinan à Alençon et 70 km du Nord au Sud, de Vire à la vallée de la Jouanne. Dans cet ensemble, la granodiorite de type Vire est largement prédominante (Jonin, 1973).

TABLEAU I - ANALYSES MODALES, AU COMPTEUR DE POINTS, DE GRANODIORITES MANCELLIENNES (d'après Jonin, 1981).

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

A2 - Sainte-Croix-sur-Orne

A10 - Entre le Ménil-Jean et La Fresnaye-au-Sauvage

La Raitière : Carrières 1 km à l'Ouest du Champ-de-la-Pierre

Graindor (1953) a démontré que la granodiorite d'Athis est antérieure au poudingue de base du Cambrien. Plus récemment, Jeannette (1971) a reconnu que les granitoïdes mancelliens recoupent les structures plissées de l'orogène cadomien.

Plusieurs essais de datation par les méthodes radiométriques ont été effectuées (voir tableau II), l'âge des granodiorites mancelliennes n'est pas encore connu avec une grande précision, mais on peut remarquer que celui de la limite Protérozoïque - Cambrien présente encore une assez grande fourchette d'incertitude (Doré *et al.*, 1982).

Graindor et Wasserburg (1962) ont effectué plusieurs datations sur les minéraux micacés de la granodiorite d'Athis (tableau II). Une datation par la méthode U/Pb sur monazite de la granodiorite du massif de Carolles-Vire (Pasteels et Doré, 1982) donne un âge de refroidissement un peu plus ancien (540 ± 10 Ma), compatible cependant avec l'âge obtenu plus récemment par Fouillac *et al.* (à paraître) sur les minéraux de faciès typiques des granodiorites à cordiérite mancelliennes.

TABLEAU II - AGE RADIOMÉTRIQUE DE MINÉRAUX DE LA GRANODIORITE DU MASSIF D'ATHIS

Auteurs	Date	Méthode	Partie datée	Constantes utilisées pour le calcul de l'âge en colonne 6	Age (millions d'années)
Graindor et Wasserburg	1962	Rb/Sr	Biotites Muscovites	$\lambda_{87Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	534 \pm 11 493 \pm 60
		K/A	Biotites Muscovites	$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ $\lambda_{\alpha} = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	489 \pm 10 531 \pm 11

L'étude géochimique des granodiorites mancelliennes (Jonin, 1981) confirme leur assez grande homogénéité à l'échelle de la région. Elles sont nettement alumineuses (tableau III) ce qui s'exprime minéralogiquement par la présence de cordiérite et de biotite alumineuse. En outre, elles sont assez riches en fer (biotites ferrifères et cordiérites riches en fer). Leur faible teneur en calcium les placent dans le diagramme Rm-Ri-Rs de la Roche (1986) à l'intérieur du champ des granites. La composition de leurs biotites les classent dans l'association des granitoïdes aluminopotassiques, avec une tendance calco-alcaline.

TABLEAU III - COMPOSITION CHIMIQUE DE GRANODIORITES MANCELLIENNES (d'après Jonin, 1981)

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

A2 - Sainte-Croix-sur-Orne

Fm4 - Le Champ-de-la-Pierre, la Raitière

Le tableau IV présente leur teneur en baryum, strontium, rubidium et lithium.

TABLEAU IV - COMPOSITION EN Ba, Sr, Rb ET Li DES GRANODIORITES MANCELLIENNES AINSI QUE DES APLITES ET LEUCOGRANITES QUI LES BORDENT OU LES RECOUPENT (d'après Jonin, 1981) en ppm

	Granodiorites mancelliennes
Ba	395 à 765
Sr	48 à 155
Rb	122 à 189
Li	38 à 100

La teneur des granodiorites mancelliennes en terres rares est faible (Jonin, 1981) :

Origine et évolution. Se fondant sur leur richesse en alumine et en enclaves surmicacées très alumineuses, sur leur pauvreté en terres rares et sur la faiblesse de leur rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7025 \pm 0,0004$), Jonin (1981) a émis l'hypothèse d'une fusion partielle de la croûte profonde pour la genèse du magma initial des granodiorites mancelliennes. Cette fusion partielle aurait été "induite ou accompagnée par des intrusions basiques venant du manteau supérieur" dont les enclaves de composition gabbroïque seraient des témoins. Cependant, si l'on isole les échantillons du bois du Gast (feuille à 1/50 000 Vire) le rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ obtenu est plus élevé ($0,7067 \pm 0,003$) et devient compatible, ainsi que les rapports $^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et la composition en terres rares, avec l'hypothèse d'une simple anatexie crustale, sans intervention d'intrusions basiques (Fouillac *et al.*, à paraître).

La mise en place du batholite mancellien aurait été favorisée par la formation de fractures ouvertes, lors de l'important décrochement dextre haute vallée de la Rance - Pointe du Grouin (Nord-Est de la Bretagne). Ensuite, la roche a subi une altération deutérique modérée (développement de muscovite secondaire ; présence çà et là de tourmaline), puis par des altérations météoriques dont les plus récentes datent du Quaternaire.

Particularités des différents massifs. Dans le *massif d'Athis*, le faciès de la roche est semblable à celui de la granodiorite type de Vire. Le grain est moyen, localement fin. Jonin (1981) a représenté dans la région de Putanges un faciès de bordure à grain fin, riche en feldspath potassique et en cordiérite. Sur le terrain, ce faciès apparaît assez mal individualisé et le granite à grain fin alterne de façon irrégulière avec le granite à grain moyen sur l'ensemble de la partie représentée sur la feuille. Localement on observe une influence hydrothermale : ébauches de textures graphiques ; chlorite hydrothermale (Chénéduit, Chênesec). La granodiorite d'Athis est assez riche en enclaves de cornéennes (particulièrement nombreuses au Mênil-Jean) et en enclaves surmicacées.

Le *massif d'Avoine* a une forme très allongée et sa largeur s'amenuise vers l'Ouest ; dans la zone de fractures de Saint-Hilaire-de-Briouze, il n'est guère plus épais qu'un gros filon. Il est très largement arénisé et les affleurements rocheux sont rares (vallée de l'Udon). Dans sa partie orientale, des faciès à grain fin contenant fréquemment de la tourmaline et des micropegmatites abondent et ont été interprétés par Jonin (1981) comme des faciès de bordure

Le *massif de La Ferté-Macé* n'est représenté que par sa bordure septentrionale. Entre La Ferté et Beauvain, il est très altéré et largement affecté par l'hydrothermalisme développé par le complexe intrusif de Beauvain. A l'Est de La Chaux, il affleure bien dans des carrières abandonnées depuis peu (10 à 20 ans) et présente le faciès banal de la granodiorite de Vire. Dans les carrières situées à l'Est de la Raitière, il renferme de place en place un peu de sillimanite, associée aux feldspaths et de l'épidote.

$\mathcal{A} \gamma \zeta$. **Altération du granite : arènes granitiques.** Les granodiorites cadomiennes sont généralement arénisées en surface, c'est à dire transformées en un sable moyen à grossier, rêche, un peu argileux, de teinte beige à jaunâtre. Dans de nombreux secteurs, représentés par la teinte abaissée des granodiorites, celles-ci n'affleurent guère, même pas en bou-

les résiduelles et la couverture d'arène est continue. Là où la teinte vive des granodiorites a été imprimée, la couverture d'arène est discontinue, souvent en poches de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'extension, et la roche saine ou faiblement altérée affleure sporadiquement. Entre ces pointements de roche, la granodiorite apparaît également en boules résiduelles, blocs de forme arrondie de 0,5 à 3 m de longueur, parfois plus.

L'arénisation est particulièrement bien développée dans le massif d'Avoine et au Sud du massif d'Athis. L'abaissement (où le maintien en position basse) par faille de la granodiorite d'Athis et de sa couverture sédimentaire à l'Ouest de Saint-André-de-Briouze et de Chénéduoit et de celle de La Ferté-Macé, à l'Ouest de La Chauv, a permis une meilleure conservation des arènes et une topographie molle. Fréquemment, l'arénisation est plus profonde en bordure de la granodiorite.

Malgré les grandes et rapides variations d'épaisseur des zones arénisées, Vérague (1973) a tenté de donner un profil synthétique de l'arénisation du plateau d'Athis, sur la feuille voisine à 1/50 000 Condé-sur-Noireau (à paraître), comprenant, de haut en bas :

- une zone d'arénisation proprement dite, où la granodiorite est réduite à l'état de sable ; son épaisseur peut atteindre et dépasser 10 m ;
- une zone de cémentation, caractérisée par l'altération en boules de la roche ; son épaisseur est variable et pourrait atteindre 10 m ;
- une zone de précémentation avec des ébauches d'individualisation en boules dans le granite sain.

Les boules sont constituées de granodiorite saine où partiellement altérée avec un coeur dur, gris ("bleu") et un cortex tendre, ocre qui peut être très épais et se desquamier en écailles concentriques. Les boules les plus grosses ont souvent une forme en quartier de sphère. La roche ne s'altère pas toujours en boules, mais se fragmente parfois selon de nombreux joints subhorizontaux de décompression ("granite feuilleté") et devient tendre ("roche pourrie").

Sous les plateaux, à faible profondeur, l'arène est généralement en place, c'est à dire que la roche s'est décomposée sur place, sans déplacement des minéraux qui ont résisté à l'altération. Sur les versants, même en faible pente, elle est souvent remaniée par colluvionnement ou gélifluxion sur une épaisseur pouvant atteindre et dépasser 2 m. Le dernier phénomène lui donne souvent un litage parallèle à la pente (arène litée).

D'un point de vue sédimentologique, les arènes correspondent à un sable moyen à grossier, hétérométrique, l'essentiel du matériau étant constitué de grains de taille comprise entre 0,2 et 5 mm (médiane comprise entre 0,4 et 1 mm). La fraction sableuse (0,05 à 2 mm) est essentiellement constituée de quartz et de feldspath avec une proportion importante de micas dans les sables fins. Dans la fraction grossière, les fragments de roches sont encore nombreux. La fraction fine (2,5 à 25 %) est constituée principalement de débris de feldspaths et de micas, plus ou moins altérés, les argiles (moins de 10%) étant de nature assez variée : kaolinite, généralement la plus abondante, illite, interstratifiés irréguliers, vermiculite, smectites, chlorite. Dans les arènes du massif d'Athis, Vérague (1973) a reconnu localement un peu de gibbsite. Libérés principalement par l'al-

tération des biotites, des oxydes de fer se sont accumulés sur de légères discontinuités et le long d'anciennes diaclases ; ils apparaissent en taches et veines ocre. En surface, les arènes sont souvent polluées par les limons loessiques, la fraction fine argilo-limoneuse pouvant alors constituer le tiers du matériau (bois d'Avoine).

L'âge des arènes de la région est mal connu. Certaines d'entre elles sont vraisemblablement récentes, plioquaternaires, mais on les rencontre également sous couverture. Ainsi, le sondage 1-2 a traversé 21,5 m d'arène sous 3,5 m de sables ferrugineux et argileux du Charmouthien (altération ancienne ou altération sous couverture ?).

Leucogranites, aplites et pegmatites apparentées aux granodiorites cadomiennes

γ_c^{1-2} . **Leucogranite grossier à cordiérite.** Entre Putanges et Giel-Courteilles, 500 m au NE du château de Crèvecœur, un filon d'épaisseur métrique de leucogranite a été reconnu dans les cornéennes. De teinte beige rosâtre mouchetée de gris, cette roche est riche en quartz et feldspaths potassiques. Elle renferme aussi des plagioclases, de la cordiérite et un peu de biotite chloritisée.

γ_{bm} . **Granite fin à biotite et muscovite.** En rive droite de la Cance, 1500 m au Nord de Boucé, un rocher de granite clair, beige moucheté de noir, affleure dans les cornéennes. Contenant de la cordiérite, de la muscovite et de la biotite chloritisée, il s'apparente aux faciès fins de la granodiorite d'Avoine, observés au voisinage de cette localité.

P. **Pegmatites.** Une pegmatite rose, à texture graphique, a été observée dans les cornéennes, au N-E de Putanges. Elle renferme de rares plagioclases et un peu de biotite. Berthois (1935) a reconnu une micropegmatite au Breuil, au Nord de cette même localité, à proximité de la bordure de la granodiorite.

$a\gamma$. **Aplites à biotite, cordiérite et muscovite.** Un filon d'aplite a été reconnu 750 m au NE de Beauvain. Des roches identiques ont été observées en sondage dans le complexe intrusif de Beauvain. Elles sont claires, grises à roses, grenues, équi-granulaires. Au microscope, elles apparaissent essentiellement constituées par une association de quartz et de feldspaths xénomorphes, à plagioclase seul ou accompagné de feldspaths potassiques. Dans le complexe intrusif, ces derniers sont généralement secondaires. Le filon affleurant contient de la cordiérite et de la muscovite.

Q. **Quartz.** Dans le socle, les filons de quartz sont nombreux et généralement de faible épaisseur. Ils n'affleurent guère et apparaissent sous forme de fragments épars dans les champs. Qu'il recoupe les granodiorites ou les terrains sédimentaires du Briovérien, le quartz a souvent une teinte grise. Un seul filon a été figuré sur la carte, au Sud-Ouest de Beauvain.

PALÉOZOÏQUE Cambrien

En l'absence de fossiles, tous les sédiments et volcanites compris entre la pénélaine cadomienne et la surface infra-arénigienne marquée par le dépôt du grès armoricain, sont attribués à ce système (cambro-trémadocien au sens large). Sur le territoire étroit de cette carte, ces dépôts épicontinentaux demeurent peu épais et uniquement détritiques contrairement aux régions limitrophes (zone bocaine, Coëvrons) où des carbonates se déposent au sein de puissantes séries sédimentaires (Doré, 1972).

k1a. Cambrien inférieur. Conglomérat. Une ceinture quasi-continue de conglomérats violacés, épais au maximum d'une vingtaine de mètres, jalonne la base de la succession paléozoïque sur le pourtour du synclinal de Vrigny, depuis le Hamel jusqu'aux environs du Grais. Dans l'anticlinal de la Bellière, ces conglomérats se perdent sous les dépôts de solifluxion issus des crêtes de grès armoricain ; ils réapparaissent cependant au Sud de la Haute Bellière et surtout à la ferme de la Roche.

Dans l'ensemble des gisements, les galets, dont la taille n'excède jamais celle d'un poing, se répartissent entre les cornéennes (65 %), les grauwackes briovériennes (17 %) et le quartz (18 %). Quelques rares galets de granite cadomien complètent cet inventaire.

k1b. Cambrien inférieur. Arkoses. Le conglomérat de base passe progressivement à une formation d'arkoses qui, dans le flanc nord du synclinal de Vrigny, se décompose en trois faciès. Successivement :

- des arkoses pourprées, à grain grossier et moyen, parsemées de feldspaths blanchâtres,
- des arkoses fines à minces intercalations de siltites violacées et verdâtres,
- enfin une récurrence d'arkoses grossières de teinte rosée.

Cet ensemble développe une puissance maximum de 200 mètres, contre 50 mètres dans le flanc sud de ce même synclinal où le terme sommital fait défaut.

Les meilleures observations de la formation arkosique se feront au flanc nord du synclinal de Vrigny : le Rocher (Sud de Vrigny) et le Lordon. En outre, cette même formation constitue l'essentiel du lambeau paléozoïque des Rotours reposant sur la granodiorite d'Athis et limité au Nord par l'accident majeur de Montgaroult. D'autres témoins existent dans le prolongement oriental des Rotours, tel le petit affleurement situé au Sud de la Baronnie, dans les pentes boisées descendant vers l'Orne.

k1c1. Cambrien inférieur. Schistes verts. Cette formation de siltites vert-olive entrecroisées de grès verdâtres, renferme des bancs de grès ocre, altérés, paraissant être à l'origine à ciment calcareux. Sur le territoire de la carte, les affleurements sont médiocres et ne s'observent que très ponctuellement, comme par exemple au flanc sud du synclinal de Vrigny (Nord de Francheville et Sud de l'Étre des Bruyères).

k_{1c2}. Cambrien inférieur. Schistes violets. Les interlits d'argilites violacées relevées au sommet de la succession précédente annoncent cette nouvelle formation qui développe, sur plus de 100 mètres d'épaisseur, des alternances de siltites et argilites violacées à minces bancs gréseux plus clairs. Les meilleures observations se feront dans la cluse du ruisseau de Clairefontaine ou au voisinage de l'Etre des Bruyères (flanc sud du synclinal de Vrigny).

k₂. Cambrien moyen ? Grès feldspathiques. La transition avec les schistes violets s'effectue graduellement par l'envahissement d'horizons gréseux au sein des faciès argileux. Les grès finement feldspathiques à récurrences d'argilites lie-de-vin et dont la puissance avoisine 100 mètres, sont surtout représentés dans la terminaison périsynclinale de Vrigny (flanc nord : étang du Petit Moulin ; flanc sud : Nord de l'Etre des Bruyères).

kip. Cambrien moyen ? Rhyolites ignimbrtiques d'Ecouves ; kip₁ cinérites et tufs. Les émissions volcaniques acides interstratifiées au sommet de la succession cambrienne s'intègrent à la province volcanique de l'Est du Massif armoricain s'étendant depuis la Charnie au Sud, jusqu'au massif d'Ecouves au Nord (Boyer, 1974 ; Le Gall *et al.*, 1975 ; Chalot-Prat et Le Gall, 1978). Sur le territoire de cette carte, l'existence d'un Cambrien indemne de volcanisme à l'Ouest d'une ligne Francheville – Vrigny permet d'en fixer une limite occidentale. Les produits de l'activité volcanique qui témoignent d'éruptions aériennes et de dépôts à sec, ont été repérés en cinq stations principales (Doré *et al.*, 1977), toutes non reconnues sur l'ancienne carte à 1/80 000 Alençon :

- cluse de Goult (ignimbrites et pyroclastites rencontrées sous le Grès armoricain lors de travaux de captage d'eau) ;
- vallée du ruisseau de Clairefontaine (ignimbrites) ;
- Est de l'Etre-au-Maréchal (ignimbrites) ;
- talus de la D 16 au N-E du bois de la Garenne (pyroclastites) ;
- Sud de l'étang du Petit Moulin (ignimbrites).

● **Rhyolites ignimbrtiques.** Ce sont des roches porphyriques à quartz et feldspaths, parcourues de flammes sombres (5 cm à 0,5 mm) leur conférant un cachet fluidal. Au microscope, la mésostase dévitrifiée est typiquement vitroclastique bien que renfermant encore de petits lambeaux de verre vésiculé. Les flammes très contournées moulent les phénocristaux représentés par des cristaux de quartz typiquement éclatés, des feldspaths potassiques largement perthitiques, des plagioclases et des biotites chloritisées.

● **Cinérites et tufs.** Les pyroclastites acides, volumétriquement accessoires par rapport aux puissantes nappes ignimbrtiques, se composent de cendres et tufs riches en ponces (ponces de bulles aplaties et ponces de canaux), accompagnées de fragments d'ignimbrites, de laves microlitiques, de siltites, et de granites.

Ordovicien

O₂. Arénigien. Grès armoricain. D'une puissance de 350 mètres, ces grès commandent la morphologie du massif d'Ecouves en y occupant toutes les

crêtes boisées comme celle du bois de l'Evêque, apparaissant dans le quart sud-est de la carte. Des cônes d'éboulis, encore mal stabilisés (les pierrés), s'installent localement au pied des reliefs (la Hunière, Goult) tandis que de vastes coulées de solifluxion, mêlant des blocs de grès à une matrice argilo-sableuse, s'étalent largement dans les dépressions environnantes.

La formation gréseuse débute par une semelle micro-conglomératique (10 mètres), se poursuit par des grès quartzites très lessivés et massivement stratifiés, et se termine par des grès en plaquettes, à interlits d'argilites et de siltites micacées.

Le Grès armoricain est peu fossilifère ; toutefois une riche faune de brachiopodes et lamellibranches a été extraite d'un affleurement localisé au Nord de la Maison Berger dans les landes de la Bruyère de la Coudraie. Ce gisement, découvert et étudié par Dorel (inédit), a livré des lingules (*Ectenoglossa lesueri*, *Lingula salteri*, *Lingula haukei*) et des lamellibranches (*Ctenodonta erratica*, *Hypomia salteri*, *Redonia boblayei*, *Actinodonta acuta*, *Nuculana lebesconti*, *Cyrtodonta obtusa*).

Les meilleurs affleurements de la formation sont exposés dans les cluses de Goult et de la Hunière, où s'observent des bancs percés de terriers verticaux (skolithos).

O3-4. Llanvirnien – Llandeilien. Schistes du Pissot. Ces schistes, anciennement nommés Schistes à Calymènes, s'observent sur la rive nord de l'étang de Vrigny et dans le cours supérieur du ruisseau de Clairefontaine. Ils se présentent sous un faciès d'argilites noires micacées, à minces lits gréseux bioturbés. Quelques horizons de minerai de fer oolithique y sont reconnus ; par contre, aucune faune significative n'a été recueillie. Le gisement fossilifère le plus proche se situe au Sud de Goult, au lieu-dit la Forêt (feuille La Ferté-Macé à 1/50 000), où une faunule d'ostracodes (*Ctenobolbina hispanica*, *Aparchites* sp.) indique un âge llanvirnien. Mais la formation, telle qu'elle est définie dans la localité-type du Pissot (feuille Domfront à 1/50 000), contient deux gisements fossilifères principaux fixant la base à la limite Arenig-Llanvirn et le toit au Llandeilo inférieur (Paris, 1981).

O4-5. Llandeilien – Caradocien. Grès de May. Seuls les termes de base de la formation sont représentés sur le territoire de la carte. Ils y affleurent dans l'angle sud-est (bois de l'Evêque) ainsi qu'au cœur du synclinal de Vrigny, sous l'aspect de grès fins, gris-clair à rosés, se débitant en plaquettes micacées. La faune est particulièrement rare, aussi il convient de mentionner le gisement situé à proximité de la limite orientale de la carte (étangs de Blanchelande ; Sées à 1/50 000) où ont été recueillis des trilobites (*Calymenella*), des lamellibranches (*Modiolopsis*) et des brachiopodes (Orthidés).

Carbonifère

Complexe intrusif et hydrothermal de Beauvain

Découvert par le BRGM au cours de l'inventaire minier du Massif armoricain, le complexe intrusif de Beauvain est constitué par plusieurs venues magmatiques successives, plus ou moins imbriquées. La plus ancienne est un microgranite porphyrique à chimisme de monzogranite ($\mu\gamma$) les suivantes sont des roches de semi-profondeur improprement appelées "rhyolites latitiques" sur la légende dont deux seulement affleurent ($1\rho 3$, à chimisme de syénogranite et $2\rho 3$, à chimisme de monzogranite).

A texture microgrenue, ces roches sont moins alumineuses que la granodiorite et appartiennent à la lignée calco-alcaline. Elles sont assez riches en alcalins et certains faciès ($1\rho 3$) tendent vers un chimisme sub-alcalin. Les différentes venues porphyriques ont un chimisme de plus en plus ferrifère et de moins en moins alumineux. Lors de leur mise en place, en particulier le microgranite, ces intrusions ont développé une altération hydrothermale dans les cornéennes et la granodiorite de la Ferté-Macé où l'on rencontre quelques pointements d'épisyénite.

L'âge des intrusions de Beauvain a été recherché par radiochronologie. Par la méthode K/A, M. Grange (1981) a déterminé un âge de 279,5 Ma pour un microgranite potassifié et la rhyolite latitique $2\rho 3$; de 290 à 300 Ma pour l'hydrothermalisme dans la granodiorite et de 335,6 Ma pour les muscovites hydrothermales. Une isochrone établie par la méthode Rb/Sr sur divers porphyres de Beauvain, altérés ou non, donne un âge de 290 ± 15 Ma. Enfin, une datation U/Pb sur des zircons extraits de la rhyolite $2\rho 3$ (Geldron, 1987) indique un âge de 290 à 305 Ma.

Les intrusions et le halo des faciès hydrothermalisés affleurent sur les communes de Beauvain et du Grais. Le complexe de Beauvain qui appartient à la famille des gîtes minéraux de type porphyre, présente les caractéristiques essentielles des porphyres du continent américain (Geldron, 1987) et est principalement minéralisé en molybdène (porphyre à molybdène). La molybdénite est essentiellement localisée sur la commune du Grais. Les descriptions suivantes sont extraites du travail de Callier (1985).

σ . **Episyénite** (roche granitique hydrothermalisée à composition de syénite alcaline, secondairement acquise). Des faciès d'épisyénite ont été observés au Sud et à l'Est de l'intrusion principale. Ces roches affleurent près du château de la Rousselière, 1,5 km environ au N-E de Beauvain sous forme de filons de 2 à 3 m de puissance. Elles sont grenues (cristaux de 1 à 5 mm), leucocrates à mésocrates. A l'oeil nu, on reconnaît des plagioclases, des feldspaths potassiques et de petits amas noirâtres de chlorite. Le quartz n'est pas visible et la roche présente souvent de nombreuses cavités. Observé en sondage, le contact avec la granodiorite n'est pas franc ; il apparaît progressif, avec une zone de transition à altération séricitique (ou de "type phyllique").

Au microscope, la roche présente une texture grenue hypidiomorphe. Elle est principalement composée d'orthose, d'albite primaire et d'albite secondaire, à texture en "échiquier", le tout colmaté par des agglomérats

de chlorites hydrothermales. Cette paragenèse est recoupée par des traînées d'orthose secondaire, postérieures à l'albitisation. Cette chronologie rappelle celle qui a été observée dans le microgranite, les microbrèches et les cornéennes hydrothermalisées. Ces épisyénites pourraient donc être en relation avec le complexe porphyrique et seraient liées à la phase de métasomatose plagioclasique précoce.

μγ. Microgranite porphyrique à faciès hydrothermal. Sur le terrain cette roche affleure en cailloux épars et se reconnaît par ses gros quartz globuleux, abondants, flottant dans un fond microgrenu assez compact de couleur claire. Elle présente souvent des fissures enduites de limonite.

Dans les sondages, la roche fraîche contient environ 70 % de phénocristaux constitués de quartz (1 à 10 mm), de feldspaths plagioclases verdâtres (5 à 10 mm), de biotite, assez saine, localement mordorée. En outre, elle comprend un peu de pyrite éparse.

Au microscope, la roche présente une texture microgrenue porphyrique. De facture rhyolitique, les quartz ont souvent une auréole micropegmatitique. Les plagioclases, plus ou moins séricitisés, sont parfois entourés d'une frange granophyrique. L'orthose primaire est rare. Les biotites sont localement décolorées ou transformées en muscovite. La mésostase a une texture xénomorphe ; elle comprend des plagioclases, plus ou moins séricitisés, du quartz interstitiel, des feldspaths potassiques, prédominants et entourant les plagioclases, de la biotite et un peu d'apatite et de zircon.

D'un point de vue géochimique, la roche est assez riche en sodium et potassium. Dans le diagramme normatif de Streckeisen et Le Maître (1979), elle se place dans le champ des monzogranites.

μγ. Altération hydrothermale liée principalement au microgranite porphyrique. Les différentes venues magmatiques ont développé une succession d'altérations hydrothermales, dans le complexe porphyrique et dans son encaissant granitique et briovérien : altération potassique, silicification, séricitisation, propylitisation, phénomènes habituels dans les systèmes porphyriques. La minéralisation molybdique est étroitement liée à la métasomatose potassique.

Une *altération plagioclasique précoce*, rarement conservée, affecte l'encaissant briovérien, le microgranite et les brèches. Dans les cornéennes, elle a développé une paragenèse : plagioclases granoblastiques, biotites secondaires et quartz. Les épisyénites observées dans l'encaissant granodioritique pourraient être liées à cette altération.

L'*altération potassique* se manifeste par la présence d'orthose secondaire ou un assemblage de feldspath potassique et de biotites secondaires. Elle débute dès la fin de la mise en place du microgranite porphyrique μγ, s'exprime largement dans les faciès bréchiques. Elle est en équilibre avec la phase intrusive 103 qui correspond à la fin du phénomène minéralisateur. Dans l'encaissant, cette altération déborde peu les limites du complexe intrusif.

L'*altération séricitique* affecte plus largement l'encaissant. Elle se caractérise par une paragenèse à quartz, séricite et pyrite qui oblitère tous les cristaux primaires, décolore la roche et lui confère un aspect poreux et parfois caverneux.

L'*altération propylitique* (Grange, 1981) n'a été observée que dans la granodiorite, dans la partie la plus externe de l'auréole d'altération hydrothermale. Elle donne à la roche une coloration verdâtre due à la chloritisation des biotites magmatiques et au dépôt de chlorite secondaire. Quand elle est très évoluée, les plagioclases sont séricitisés.

Une *altération plus tardive*, affectant tous les porphyres, s'observe surtout dans les plagioclases de la zone interne du système intrusif. Dans ces minéraux, se développent de la séricite, des argiles, de la calcite et des carbonates ferrugineux. Elle est probablement liée aux phases de refroidissement du système hydrothermal durant lesquels les fluides météoriques pénètrent la partie supérieure du complexe porphyrique.

103. **Rhyolite latitique porphyrique 1** (terme erroné dans la légende de la carte, en réalité une microsyténogranite). Sur le terrain, cette roche se distingue du microgranite $\mu\gamma$ par la faible abondance des phénocristaux de quartz, dont la taille est sensiblement plus petite (1 à 5 mm). En sondage, elle est verdâtre à grisâtre.

Au microscope, la texture est microgrenue granophyrique ou porphyrique, en microlattes. Les phénocristaux occupent le tiers du volume de la roche : les plagioclases sont les plus abondants, séricitisés ou en fantômes colorés par des oxydes de fer, lorsqu'ils sont remplacés par des argiles et des carbonates ; les biotites sont transformées en muscovite, avec exsudation de produits titanés (aiguilles de sagénite). La mésostase a une texture granophyrique fine. Elle peut être dépourvue de feldspath potassique dont l'abondance est inversement proportionnelle à celle du quartz qu'il pourrait remplacer.

D'un point de vue géochimique, le porphyre 103 est beaucoup plus riche en fer et surtout en potassium (jusqu'à 6%) que le microgranite $\mu\gamma$. Dans le diagramme normatif de Streckeisen et Le Maître (1979), il se place dans le champ des syénogranites (rhyolites pauvres en quartz), avec un débordement sur celui des monzogranites.

● **Faciès pyroclastiques, brèches et microbrèches.** Génétiquement apparentés aux porphyres 103 dont ils constituent la partie supérieure mise en place dans des conditions explosives, ces faciès affleurent dans la partie sud-ouest du complexe. Les brèches sont riches en éléments de cornéennes et de microgranite $\mu\gamma$ et contiennent de rares enclaves de porphyre 103. Elles sont hétérométriques sans granoclassement et sont interprétées comme des "brèches de débouillage" liées à la montée du magma pâteux 103. Les microbrèches ressemblent aux cornéennes hydrothermales, mais en diffèrent par la présence de petits quartz subarrondis parmi d'autres anguleux. C'est une microbrèche à éclats de quartz, de feldspaths et petits éléments lithiques de cornéennes et de microgranite. Grenu et fin, le ciment est à quartz, feldspaths potassiques, plagioclases et biotite. Il est interprété comme le résultat de l'autobréchification du porphyre 103 sous l'action de pressions hydrauliques internes.

203. **Rhyolite latitique porphyrique 2** (terme erroné dans la légende de la carte, en réalité un micromonzogranite). Apparaissant en pointements et dykes répartis autour de l'intrusion principale, cette roche est poreuse et presque toujours altérée à l'affleurement et présente une teinte beige à taches rouille. Le quartz (1 à 5 mm) est rare ou abondant. Les feldspaths sont souvent remplacés par des houppes de muscovite et des minéraux argileux. Les biotites sont totalement décolorées et transformées en muscovite.

Au microscope, la texture est microgrenue porphyrique ; localement fluidale dans les bordures figées. Les orthoses sont poecilitiques, à inclusions de quartz et de biotites ou chemisées par du plagioclase monocristallin. Séricitisés, les plagioclases peuvent renfermer des carbonates et sont parfois envahis par du feldspath potassique secondaire. Les biotites sont fraîches ou partiellement chloritisées. Le minéral accessoire le mieux représenté est l'apatite. La mésostase est microgrenue, fine, engrenée, à plagioclase acide, feldspath potassique interstitiel, quartz, chlorite, séricite, biotite et carbonate.

D'un point de vue chimique, la rhyolite 203 a une composition voisine du microgranite $\mu\gamma$; dans le diagramme normatif de Streckeisen et Le Maître (1979), elle se place dans le champ des monzogranites.

MÉSOZOÏQUE

Jurassique

15. **Carixien à Domérien inférieur (Pliensbachien *pars*)**. Sables et grès (équivalent latéral du Grès de Sainte-Opportune).

15a. **Notation ponctuelle pour sable grossier et cailloutis de base en place** (forage). Venant du Nord, la transgression plienschbachienne recouvre la pénéplaine post-hercynienne en comblant les dépressions. Vers l'Ouest et le Sud-Ouest les caractères sédimentologiques et paléontologiques des premiers dépôts jurassiques indiquent la proximité d'une ligne de rivage. Ces dépôts plienschbachiens se cantonnent principalement à l'Ouest d'une ligne méridienne joignant Sentilly à Joué-du-Plain. Ce sont essentiellement des sablons quartzeux, peu argileux et de couleur claire, qui comportent localement des plaquettes gréseuses intercalées dans le sable et qui débutent généralement par des faciès plus grossiers. A ce niveau basal, on observe un gradient de dépôt d'Ouest en Est avec un cordon de galets, graviers et sables grossiers à passées carbonatées et sablo-argileuses, qui prend en écharpe le territoire étudié du Nord-Ouest au Sud-Est, entre Chênedouit, Faverolles et Rânes. Vers l'Est, ce cordon s'amincit rapidement et passe à un cailloutis discontinu à graviers, ou même très localement, à un banc de calcaire gréseux fossilifère (Ouest d'Ecouché, aux lieux-dits Vallas et Vigneral, de part et d'autre de l'Orne). Dans la région occidentale, ces dépôts grossiers, parfois traversés en forage (15a), sont dégagés par l'érosion et cartographiés alors sur des replats où ils sont résiduels (R). A l'affleurement dans la région de

Sentilly et de Vioger (*), les sables fins sont déposés en lits de 30 à 60 cm et montrent localement des stratifications faiblement obliques à entrecroisées, avec quelques rares lentilles d'épaisseur centimétrique de sablon noir à fins débris végétaux. A la base de la formation, galets, graviers et sables quartzeux sont empruntés aux roches qui affleuraient à la surface de la pénéplaine post-hercynienne, ou aux dépôts détritiques triasiques de la dépression Carentan-Falaise (voir R₁). Dans le forage 1-12 au Nord-Est de Briouze, la kaolinite prédominante est accompagnée d'interstratifiés illite-smectite dans les cortèges de minéraux argileux du sable basal moyen à grossier, accompagné ici de quelques cailloutis.

Au-dessus des couches grossières de base, quand elles existent, les sables sont principalement quartzeux, bien triés ; le cortège des minéraux lourds est très évolué avec une nette prépondérance de la tourmaline et du zircon. Les minéraux argileux, peu abondants, sont la kaolinite et l'illite.

Le sommet des sables est généralement consolidé par un ciment carbonaté ou ferrugineux, en bancs gréseux lenticulaires, sous les formations carbonatées du Jurassique moyen, au Nord et aux environs immédiats d'Ecouché. Quand ces sables affleurent sous la formation résiduelle à silex (RS), le ciment des grès est argilo-ferrugineux (ferme l'Abbaye, au Nord d'Ecouché). A l'Ouest de la feuille, ces bancs plus ou moins résiduels, ont un ciment siliceux et sont transformés en quartzarénites ou quartzites.

Pendant la construction de la ligne de chemin de fer Paris - Granville, Morière (1878) a étudié les différentes tranchées creusées pour le passage de la voie ferrée entre Ecouché et Briouze. Dans la première d'entre elles, dite tranchée de la "Pièce du Grand Poirier" (commune de Sevrai) à 12 km à l'Ouest d'Argentan, les couches visibles à la base des excavations étaient des grès fossilifères à passées limonitiques, surmontées d'une alternance d'argiles et de sables vivement colorés (0,6 à 0,8 m) puis de grès à feuilletés jaunâtres, ferrugineux (0,3 à 0,4 m), friables sous la terre végétale. La faune des bivalves était pliënsbachienne (Domérien inférieur). Dans la seconde tranchée, haute de 12 à 15 m et dite de "la Picotière" sur la commune de Lougé, la coupe commence dans les schistes briovériens érodés et altérés en argile de décomposition au contact des bancs de sable fin liasique plus ou moins cimentés, avec lentilles gréseuses fossilifères : la faune indiquait encore le Pliënsbachien. Enfin dans la tranchée des Yveteaux, entre les gares de Fromentel et de Briouze, à 18 km à l'Ouest d'Argentan, la coupe épaisse de 6 à 7 m montrait des faciès différents des précédents : au-dessus des schistes briovériens altérés, les couches pliënsbachiennes débutaient par deux mètres de calcaire gréseux en bancs alternant avec des marnes noirâtres pyriteuses et comportant à la base un conglomérat à gros galets quartzeux ; la coupe se poursuivait par 1,5 à 2 m de marnes, surmontées d'une marne bleuâtre et d'argile noirâtre.

(*) Ce hameau situé au Nord-Ouest de Montgaroult est noté à tort Vloger sur les cartes topographiques.

Des vestiges de dépôts liasiques étaient observés par le même auteur à la Lande-de-Lougé, Lougé, Saint-Brice-sous-Rânes et tout près de Rânes.

La répartition paléogéographique des macrofaunes varie suivant le faciès : sableux fin ou grés-carbonaté à passées conglomératiques. Au Nord-Nord-Est d'Ecouché, près de Sentilly (le Fresne), le sommet des sables fins pliembachiens, érodé sous le conglomérat de base bajocien, contient comme au Calvaire de Falaise plus au Nord, tantôt des zeilleries (*Zeilleria indentata*), tantôt des rhynchonelles (*Gibbirhynchia* sp. ou *Quadratirhynchia* sp.). Ces populations de brachiopodes, souvent monospécifiques, s'excluent mutuellement en général. Elles se présentent soit en lits coquilliers, soit en "nids", courtes lentilles lumachelliques comportant plusieurs centaines d'individus de toutes tailles, dont les valves sont restées en connexion, fermées ou ouvertes, ou désarticulées et engrenées les unes dans les autres, empâtées dans un grès fin à ciment calcaire ou dans un grès grossier à ciment ferrugineux. Parfois quelques rostrés de bélemnites, très roulés, leur sont associés. Près de Sérans (moulin de Vallas), ce sont les mêmes rhynchonelles qui dominent, mais leurs valves sont d'ordinaire très écrasées.

Dans la tranchée de voie ferrée des Yveteaux, fraîchement creusée, Morière (1878) a extrait autrefois, au sein des bancs grés-conglomératiques et calcaires, discordants sur les schistes briovériens, des rostrés de bélemnites, quelques brachiopodes dont une *Terebratula numismalis* et des bivalves se rapportant sans conteste à *Plicatula parkinsoni* et *Pseudopecten aequivalvis*. Cet assemblage d'invertébrés se rencontre plus au Nord, à la base des Marnes à bélemnites, c'est-à-dire au sommet du Carixien -base du Domérien inférieur. Il faut à ce propos, souligner que la macrofaune des Grès de Sainte-Opportune, équivalent latéral de ces sables et grès calcaires sur la feuille voisine Flers-de-l'Orne, contient des empreintes d'ammonites (Liparocératidés) caractéristiques des Marnes à bélemnites et plus spécialement de l'horizon basal du Domérien. Enfin, il est nécessaire de noter que tous les affleurements étudiés dans ces deux régions, n'ont jamais montré les faunes si caractéristiques du Domérien supérieur connues au Nord de la zone bocaine. Parmi ces affleurements de sables ou grès pliembachiens, ceux qui sont couronnés par les argiles azoïques 1A, témoigneraient alors d'une tendance régressive vers la fin de l'étage (cf. chapitre 1A-17).

Les belles dalles gréseuses à empreintes de frondes ou de feuilles récoltées dans les Grès de Sainte-Opportune plus à l'Ouest (feuille Flers-de-l'Orne) n'ont pas été observées dans les dépôts détritiques de la région étudiée. Dans l'ensemble, les restes végétaux apparaissent ici plus dilacérés et plus décomposés : débris de tissus, avec structures fibreuses ligneuses ou cellulaires, plus ou moins dissociées. La matière organique d'origine végétale est abondante dans les passées argileuses noires des conglomérats ou dans les lentilles sombres des sables argileux.

Par contre, des fragments de bois (troncs ou branches principales) silicifiés ou bien des moulages gréseux médullaires, sont connus depuis longtemps. Un tronc, irrégulièrement cylindrique, de 1,50 m de long sur 0,60 m de diamètre, appartenant soit à une Araucariale, soit à une Abiétinée, montrait encore des cernes ligneux indiquant un arbre vieux de plus d'un siècle au moment de sa fossilisation ; il fut récolté par Morière

(1878) dans les terrains pliënsbachiens de la tranchée de chemin de fer Paris-Granville, entre les gares de Briouze et de Fromentel. Un autre fragment de tronc d'Araucariale (*) a été récolté au sein de la formation résiduelle à silex d'un vaste placage, au Sud-Est de Saint-Brice-sous-Rânes, à proximité de la ferme du Metz ($x = 414,97$; $y = 1110,75$; $z = 225$ m) ; par suite des cryoturbations quaternaires, ce bois fossile pourrait provenir aussi bien de la base que du sommet de la formation résiduelle à silex. Ces différents vestiges de la flore, d'âge pliënsbachien certain dans le premier cas et possible dans le second, indiquent la proximité d'une ligne de rivage bordant les terres émergées couvertes de végétation, avec marécages et reliefs sous un climat relativement sec.

Sur la feuille étudiée, il est important de noter que les sables et cailloutis ne peuvent être attribués au Pliënsbachien que lorsqu'ils sont recouverts par les terrains du Jurassique ou par la formation résiduelle à silex bathonienne, sinon il peut y avoir un doute sur leur âge. En effet, il convient d'attirer l'attention du lecteur sur le délicat problème posé par la distinction de deux formations détritiques à plantes qui peuvent être juxtaposées, Grès de Sainte-Opportune (Pliënsbachien), marins littoraux et Grès à Sabals, continentaux (Auversien). Dans les deux grès se rencontrent des espèces de fougères, d'araucariales et de palmiers. Une révision des paléoflores, en même temps que des microfaciès de grès, est aujourd'hui nécessaire pour distinguer ces deux assemblages, d'âges très différents.

La partie basale des sables, grossière avec cailloutis, dépasse un mètre d'épaisseur au Nord-Ouest de la feuille et se réduit assez rapidement à l'Est où elle disparaît localement. Les sables sus-jacents atteignent 4 à 7 m au Nord et à l'Ouest d'Ecouché. Ils ont une puissance de 10 à 15 m de Saint-Ouen-sur-Maire à Saint-Brice-sous-Rânes et celle-ci diminue très rapidement plus à l'Ouest : 3 à 4 m au Nord-Ouest de Batilly et quelques centimètres aux Yveteaux où ces sables ne sont plus cartographiables. Ils ne sont pas connus à l'affleurement à l'Est de la ligne méridienne Sentilly, Joué-du-Plain, ou le sont seulement dans quelques rares sondages (voir le tableau VI des sondages, p. 84).

Remarque : replacée dans le cadre morphologique de la surface d'érosion post-hercynienne, la répartition paléogéographique des dépôts pliënsbachiens paraît étroitement liée au comblement d'un réseau de drainage anté-liasique. Entourée par les reliefs paléozoïques résiduels, la grande dépression qui reliait, au Nord de la pénëplaine post-hercynienne, la région de Carentan à celle de Falaise, semble bien se raccorder vers l'amont à la région étudiée ici, abritée derrière les crêtes de la Zone bocaine et du Massif de Falaise, plus précisément. Ce raccordement se faisait par le couloir de Pierrefitte-en-Cinglais, sorte de col superposé au noeud structural complexe qui sépare le Massif de Falaise du reste de la Zone bocaine (Rioult, 1968). Par ailleurs, les variations d'épaisseur de la formation déritique pliënsbachienne sont liées à l'important épisode d'érosion post-toarcien et anté-bajocien ; qui affecte plus particulièrement

(*) Détermination de J.C. Koeniguer (Laboratoire de paléobotanique, université de Paris VI).

la région étudiée et modifie profondément les relations entre les corps sédimentaires du Jurassique inférieur et moyen, accusant le contraste entre les régions situées de part et d'autre de l'accident de l'Udon, qui a rejoué au cours du Jurassique moyen, vraisemblablement entre le Bajocien inférieur et le Bajocien supérieur.

1A-17. Pliensbachien terminal à Toarcien supérieur.

1A. Argile blanchâtre et silts argileux : Pliensbachien terminal à Toarcien basal. Ces niveaux argilo-silteux et argileux ont été observés uniquement à l'Ouest d'une ligne joignant Vaux-le-Bardoult, Batilly et Rânes ; en outre, l'argile 1A a été suivie sur la partie orientale de la feuille Flers-de-l'Orne à 1/50 000, où elle avait été observée au-dessus des grès fossilifères du bois de la Mousse (Riout 1968).

Dans la partie orientale de la zone d'affleurements, ce niveau peu épais, à faciès argilo-silteux puis argileux au sommet et de couleur gris-blanchâtre, repose sur les sables fins du Pliensbachien inférieur. Plus à l'Ouest, il recouvre directement les couches plus grossières situées à la base de cet étage.

Entre Briouze et les Yveteaux, ainsi qu'à l'Est de Putanges, ce niveau est recouvert par les argiles grises à miches calcaires du Toarcien inférieur fossilifère ; ailleurs ce sont les formations résiduelles à silex bathoniens qui le coiffent à l'affleurement.

Les analyses minéralogiques montrent que cette argile est formée en proportions voisines de kaolinite, d'illite et d'interstratifiés illite-smectite ou de smectite. Le niveau 1A, azoïque, est épais de 3 à 6 mètres.

Cette formation pourrait provenir d'un lessivage des altérites du socle armoricain, au cours d'une régression locale. Cet épisode ne peut être daté qu'en fonction de l'âge des couches fossilifères qui l'encadrent ; il occupe alors la position stratigraphique du Domérien supérieur (Pliensbachien terminal) et peut-être même celle du Toarcien basal, puisqu'aucun indice de la zone à *Tenuicostatum* n'a été observé sous les argiles à miches calcaires.

17. Niveau à oolithes ferrugineuses : Toarcien moyen à supérieur ; argile grise à miches calcaires : Toarcien inférieur. La série argileuse toarcienne n'est connue que dans la moitié occidentale de la région étudiée où elle n'avait pas été cartographiée sur les cartes antérieures. Pourtant la présence du Lias supérieur était supposée par J. Morière (1878) dans la tranchée des Yveteaux et des ammonites du Toarcien inférieur (*"Harporceras" serpentinum*, *Dactylioceras* sp.) avaient été signalées par P. Bizet (1885) près de Sérans.

Les dépôts toarciens ont été mis en évidence lors de cette campagne de terrain, grâce aux puits et aux sondages de recherche : par exemple, près de Giel-Courteilles, entre Fromental et Pointel, ou à l'Ouest de Faverolles, etc.. Ils ont été retrouvés et précisés dans la tranchée des Yveteaux à la faveur de travaux d'entretien dans la tranchée, près du pont qui enjambe la voie pour le passage de la route D 19. Cette coupe reste la meilleure et peut servir d'étalon pour l'étude du Toarcien de cette région.

Trois horizons repères ont été reconnus ici, de bas en haut :

- "a". des argiles grises à cordons de miches calcaires fossilifères, bien litées, de couleur grisâtre à bleuâtre, contiennent de la matière organique et de la pyrite en microcristaux. Les miches calcaires se rencontrent dans la moitié supérieure de l'argile et atteignent jusqu'à 0,50 m de diamètre et 0,10 à 0,30 m d'épaisseur. Ce niveau affleure sur une épaisseur de l'ordre de 1,50 m, mais sa base n'a pu être clairement observée ;
- "b". des argiles grisâtres à nombreuses oolithes ferrugineuses. Ce niveau, épais de 0,30 m, est séparé du cordon de miches calcaires par 2,5 m d'argile grise plus ou moins masqués par les éboulis ;
- "c". un lit d'argile grise épais de 10 à 20 cm contient à la base d'abondants débris d'ammonites phosphatées. Ce lit fossilifère a été observé uniquement dans cette coupe.

Autrefois J. Morière (1878) a décrit dans cette tranchée de voie ferrée le contact des grès plienschachiens fossilifères sur le socle briovérien à l'Est de la gare des Yveteaux et l'alternance d'argiles et de marnes liasiques fossilifères, surmontée d'argile résiduelle près du pont de la route les Yveteaux - Fromental.

L'ensemble des observations pétrographiques et minéralogiques sur cette coupe et dans les sondages réalisés sur l'ensemble de la feuille, permettent de décrire les caractères et les variations de ces niveaux.

- "a". L'épaisseur de ces argiles paraît être inférieure à 5 mètres. La présence de miches calcaires n'a souvent par permis de traverser ce niveau dans les forages à la tarière.

Cependant, cette épaisseur pourrait être localement plus importante au Nord-Ouest de Saint-Hilaire-de-Briouze (1-05), mais ce forage est situé à proximité d'une faille et la puissance des couches traversées reste mal connue, ces dernières étant vraisemblablement redressées contre cet accident. Ces dépôts argileux du Toarcien, pénétrés ici sur 20 mètres sans que les niveaux de base soient atteints, montrent dans les 15 mètres inférieurs un faciès équivalent latéral de celui du niveau "a" : argile grise à gris-bleu à petits rognons calcaires, à proximité desquels l'argile est parfois d'une belle couleur bleue ; on y note également des passées de sable fin argileux.

Le cortège de minéraux argileux de ces couches, étudié à partir de plusieurs forages, se compose généralement de kaolinite et d'illite en proportions égales et d'un peu d'interstratifiés illite-smectite, sinon de smectite. Dans le forage (1-05), la smectite domine l'illite accompagnée d'un peu de kaolinite, sauf de 14 à 14,50 m de profondeur, où l'argile d'un gris légèrement violacé est entièrement composée de kaolinite.

Dans un forage au Sud-Ouest de Fromental ($x = 406,87$; $y = 1115,69$; $z = 253$ m) un lit de silt argileux noir, épais de 0,20 m a été reconnu à la base de plusieurs mètres d'argile grise à passées argilo-silteuses et immédiatement au-dessus d'un niveau dur de miches calcaires du niveau "a". Ce lit noir contient 15,3 % de matière organique (*) et ici la kaolinite et l'illite en proportions égales dominent la smectite.

(*) Au Nord, dans les Argiles à poissons du Bessin et du Sud-Ouest de Caen, un enrichissement comparable en matière organique s'observe dans les schistes-carton bitumineux qui recouvrent les miches calcaires fossilifères (M. Rioult, 1968, 1980).

- "b". Les niveaux d'argiles qui contiennent les oolithes ferrugineuses, épais de quelques décimètres, ont été reconnus dans deux forages voisins de la tranchée de voie ferrée des Yveteaux (1-09 et 1-11), tandis que les argiles sous-jacentes sont entrecoupées de quelques lits d'argile silteuse ou sableuse dans plusieurs forages.

Dans le forage (1-11), au Sud-Ouest de Fromentel, les argiles à oolithes ferrugineuses montrent une égale proportion de kaolinite, smectite et illite ; la goethite présente provient des oolithes ferrugineuses.

- "c". Des fragments de petites ammonites phosphatées sont fréquents à la base de ce niveau, dans un lit centimétrique, uniquement observé dans le talus de la voie ferrée des Yveteaux. Dans cette tranchée de voie ferrée quelques macrofossiles ont été trouvés à l'Ouest du pont :

- dans les miches calcaires du niveau "a", des moules internes frustres, de petits mollusques, bivalves et gastéropodes et l'ammonite *Eleganticerus elegantulum* (Young & Bird) caractéristique de la zone à *Serpentinum* du Toarcien inférieur. Un fragment de Dactylioceratidé de ce niveau a été recueilli dans les déblais d'un puits à l'Ouest de Faverolles (x = 404,38 ; y = 1111,29 ; z = 218 m) ;

- à la base des argiles grises du niveau "c", le lit fossilifère centimétrique a fourni deux petits fragments de *Pseudogrammoceras cf. quadratum* (Haug) sous forme de moules internes à patine ferrugineuse et constitués de calcaire micritique beige à oolithes ferrugineuses mal classées qui indiquent un remaniement de la partie supérieure du niveau "b". Avec un débris de *Grammoceras*, ces ammonites appartiennent à la zone à *Thouarsense*, du Toarcien supérieur. Ce lit fossilifère a donné également une vingtaine de tronçons de tours cloisonnés et de loges d'habitation, en calcaire micritique phosphaté grisâtre, qui représentent les débris d'ammonites des genres *Dumortieria* et *Pleydellia*, respectivement des zones à *Pseudoradiosa* et à *Aalensis* du Toarcien supérieur, condensées ici à la base des argiles grises "c".

Cet ensemble toarcien réduit dans la coupe des Yveteaux est déjà connu au Nord, sur le territoire de la feuille Falaise, dans les buttes témoins du Houlme, ainsi que dans le pays de Cinglais où il est atteint par la décalcification, sous les dépôts résiduels du Bajocien et du Bathonien. Dans ce contexte régional, il est donc possible d'établir les corrélations suivantes :

- "a". argiles à poissons	Toarcien inférieur (partie supérieure, zone à <i>Serpentinum</i>).
- "b". calcaire à ammonites	
- "c". marnes à ammonites	Toarcien moyen à supérieur

Il n'y a pas d'indice de la zone à *Tenuicostatum*, du Toarcien basal, qui est étroitement liée généralement au Domérien supérieur (voir I A).

Les argiles à miches calcaires et les argiles grises sus-jacentes ont fourni une microflore parfois abondante dans plusieurs forages, en particulier près de Fromentel (1-09 et 1-11), près de Giel-Courteilles (2-02 : x = 412,33 ; y = 1121,46 ; z = 207 m) ainsi qu'à l'Ouest de Saint-André-

de-Briouze (x = 403,06 ; y = 1117,69 ; z = 215 m) et à l'Ouest de Faverolles (x = 404,72 ; y = 1111,44 ; z = 215 m).

Cette microflore n'indique qu'un âge liasique, sans autre précision biostratigraphique. Citons parmi les éléments les plus représentatifs :

– pollens : *Classopolis classoides*, *C. simplex*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Perinopollenites elatoides*, *Exesipollenites tumulus*, *E. scabratus*, *Abietinaepollenites microalatus*, *Eucomiidites stuartii*, etc. ;

– spores : *Anapiculatisporites pristidentatus*, *Deltoidospora minor*, *Cyathidites australis*, *C. minor*, *Concavisporites crassexinus*, *Gleicheniidites senonicus*, *Lycopodiacidites cerebriformis*, *Ischiosporites variegatus*, etc. ;

– acritarches : *Michrystidium* sp.

Mis à part le cas du forage 1-05 déjà cité au Nord-Ouest de Saint-Hilaire-de-Briouze, l'épaisseur du Toarcien ne dépasse généralement pas 6 à 10 m au maximum dans le quart nord-ouest du territoire étudié.

j1c. Bajocien supérieur. Calcaire bioclastique. Au Nord-Est de la région étudiée, les dépôts bajociens sont partout condensés à la base de la série carbonatée bathonienne. Ils affleurent en bordure du plateau calcaire, à la périphérie de la campagne d'Ecouché et le long des vallées qui la découpent. Ils tendent à s'amincir du Nord vers le Sud. Ils sont nettement transgressifs dans cette même direction, puisqu'ils recouvrent les sables et grès plienschbachiens irrégulièrement ravinés au Nord de la vallée de l'Orne, et viennent par contre reposer directement sur les terrains briovériens du socle, au Sud de cette vallée et à l'Est de l'Udon dans le secteur compris entre Argentan, Ecouché, Boucé et Vrigny ; la petite butte témoin des Fosses, à l'Ouest de Boucé, nettement isolée, constitue le jalon le plus méridional de la transgression bajocienne dans le cadre de cette feuille. Plus à l'Ouest, c'est généralement la formation résiduelle à silex qui se superpose aux dépôts détritiques du Jurassique inférieur, ou bien directement aux terrains briovériens. Jusqu'à présent, aucun indice déterminant ne confirme la présence hypothétique de niveaux bajociens dans la tranche des terrains sédimentaires qui a donné par altération tardive, naissance à cette formation. Il est vraisemblable que les couches bajociennes étudiées au Nord-Est se biseautaient jusqu'à disparaître vers l'Ouest et vers le Sud. Pourtant, il convient de ne pas oublier que les niveaux bajociens accompagnent d'ordinaire le calcaire à silex d'Ecouché à l'affleurement et que les fossiles silicifiés récoltés sous la formation résiduelle à silex entre Fromental et les Yveteaux, datent déjà une mince lentille sablo-argileuse et ferrugineuse du Bajocien inférieur (voir R₁b).

Dans le secteur où elle est la plus accessible, entre Bissey et Sentilly, la succession bajocienne débute par un conglomérat épais de quelques décimètres en moyenne, généralement granoclassé, reposant sur les sables fins jaunâtres ou sur les calcaires gréseux à brachiopodes du Plienschbachien. Ce conglomérat, appelé "calotte" par les puisatiers locaux, est composé d'éléments roulés de taille centimétrique (1 à 2 en moyenne) empruntés aux terrains sous-jacents : graviers de grès ou de quartzites paléozoïques, plus ou moins émoussés, de quartz filoniens ou fragments de schistes briovériens altérés, ou encore quelques débris usés de roches phosphatées (Plienschbachien et Toarcien), brunâtres ou noirâtres, à patine vernissée. Ces graviers sont empâtés dans une matrice gréseuse à la partie inférieure, associée à la base à des fossiles liasiques remaniés

(bélemnites, brachiopodes) et dans une matrice plus carbonatée à la partie supérieure, contenant bioclastes, pellétoïdes et lithoclastes.

Plus au Nord (Calvaire de Falaise), un conglomérat analogue contient des fossiles phosphatés remaniés des couches jurassiques antérieures (Pliensbachien, Toarcien, ...) et une faunule propre, caractéristique de la zone à *Humphriesianum* (Bajocien moyen). Certes, au Nord-Est et à l'Est d'Ecouché aucune récolte d'ammonite n'est venue jusqu'à présent confirmer l'âge bajocien de ce conglomérat (carrière au Nord-Est de Vioger), mais compte-tenu de la présence d'autres fossiles, cet âge est vraisemblable dans le contexte stratigraphique régional.

Un calcaire dur lumachellique, épais de 15 à 20 cm, succède au conglomérat basal. Les coquilles de bivalves dominant, brisées ou désarticulées : *Entolium corneolum*, *Chlamys* sp., *Modiolus* sp. *Gervillella* sp., *Cavilucina* sp., *Vaugonia* sp., *Myophorella* sp., *Pleuromya uniformis* et *Pholadomya lirata*. Les gastéropodes sont rares (*Dicroloma* sp.) ainsi que les brachiopodes (premiers *Acanthothiris*). Quelques nautilus (*Cenoceras* sp.) et ammonites des genres *Strenoceras*, *Spiroceras* et *Garantiana*, souvent réduites aux tours internes, indiquent la condensation des zones à *Strenoceras subfurcatum* et à *Garantiana garantiana* à la base du Bajocien supérieur.

Puis vient un calcaire (0,20 à 0,50 m d'épaisseur), à grains ferrugineux, pellétoïdes et lithoclastes, débris phosphatés, peu fossilifère : quelques bivalves (*E. corneolum*, *Limatula gibbosa*) et brachiopodes (*Kallirhynchia*, *Acanthothiris*, "*Terebratula*").

Mais c'est surtout le Calcaire à *Acanthothiris spinosa*, épais de 2 à 3 m, terminant la série bajocienne, que l'on reconnaît le mieux dans la région. Bioclastique et gréseux, son grain devient de plus en plus fin et il est alternativement sableux à boueux meuble, et consolidé en calcaire dur noduleux à ciment micritique ou spathique, à passées fossilifères. Ses bioclastes sont de nombreux fragments de tests (bivalves, brachiopodes, ostracodes, serpules), de squelettes de crinoïdes et d'échinoïdes, de spicules d'éponges, d'écailles ou dents de poissons, grains phosphatés dispersés. Les grains de quartz non usés dominent les émoussés ; il s'y ajoute des pellétoïdes surtout dans les plages bioturbées. Des traces de silicification (calcédonite) sont observées dans certains tests recristallisés. Les rhychonelles épineuses, à test rosé violacé conservé, sont accompagnées de bivalves (*E. corneolum*, *Oxytoma muensteri*, *Anisocardia gibbosa*, *Pholadomya lirata*), de serpules, de restes de crustacés décapodes (*Eryma bedelta*) et plus rarement de bélemnites isolées (*Belemnopsis fusiformis*) ou de rares ammonites (*Bigotites* sp. *Parkinsonia* sp.).

A sa partie supérieure, ce calcaire est moins fossilifère et passe insensiblement au Calcaire d'Ecouché à silex du Bathonien inférieur. Plusieurs surfaces durcies interrompent la sédimentation des derniers bancs du Calcaire à *A. spinosa* dans la zone de passage. Des faits analogues sont observés sur la feuille Falaise à 1/50 000, dans les buttes de Bazoches et Champcerie, ainsi que dans la région de Falaise au Nord. Ce calcaire passe latéralement au Calcaire à spongiaires (oolithe blanche des anciens auteurs) et sa faune appartient à la zone à *Parkinsonia parkinsoni*.

Au Sud de la vallée de l'Orne, la succession bajocienne est analogue à celle qui vient d'être décrite dans les carrières de Vioger ($x = 418,42$; $y = 1120,96$; $z = 234$ m), mais elle repose en discordance angulaire sur la tranche irrégulièrement nivelée des schistes briovériens redressés, localement ferruginisés. Dans plusieurs coupes (Mengné, Le Marais), l'ordre de superposition des faciès et des faunes reste identique à celui de la coupe précédente, seules les épaisseurs diminuent graduellement vers le Sud ; la puissance du conglomérat basal et celle de la lumachelle en particulier sont déjà réduites de moitié. A. Berthoud (1875) a récolté à Avoine une faune caractéristique du Bajocien supérieur, examinée par E. Hébert, mais sans localisation précise.

Tous ces affleurements soulignent le caractère transgressif des dépôts du Bajocien supérieur, précédés localement de lèches marines datées du Bajocien inférieur et vraisemblablement du Bajocien moyen. Ces calcaires bajociens font suite à une période d'instabilité depuis la fin du Toarcien, avec érosion des couches antérieures, pouvant conduire à une lacune allant du Pliensbachien terminal au Bajocien moyen compris. Cette lacune majeure à l'échelle régionale, est liée à des réajustements épéirogéniques dans la marge nord-orientale du Massif armoricain, qui accompagnent au début du Jurassique moyen la mise en place du régime de plate-forme carbonatée. Au cours de cet épisode, le compartiment briovérien Argentan - Ecouché - Boucé - Vrigny a été érodé, puis recouvert directement par la transgression bajocienne. l'épaisseur totale du Bajocien est de l'ordre de 2,50 à 4 m dans le quart nord-est de la région étudiée et elle se réduit à quelques décimètres à l'Ouest de Boucé.

Rj1b. Notation ponctuelle. Bajocien inférieur sablo-argileux, résiduel. Dans la coupe de la tranchée de voie ferrée des Yveteaux, au Sud-Ouest de Fromentel, une notation ponctuelle est utilisée pour désigner un affleurement sablo-argileux visible localement entre les couches argileuses du Toarcien supérieur à la base et la formation à silex bathoniens (RS), épaisse de 2 à 3 mètres, au sommet.

Il s'agit d'un sable argileux, ocre à rougeâtre, assez induré, visible seulement sur quelques décimètres d'épaisseur. Vers le haut, le passage à la formation RS est progressif, avec des silex entiers ou fragmentés emballés dans une matrice sablo-argileuse abondante et de même couleur.

Ce niveau de sable argileux, très altéré et riche en limonite, contient des proportions voisines de kaolinite, illite et smectite. Le cortège de minéraux lourds comporte essentiellement des ubiquistes : zircon, anatase, rutile, tourmaline en ordre décroissant. On note en outre un peu de monazite et de rares grains de staurotide, spinelle vert, amphibole et épidote. Ce sable résiduel a fourni quelques fossiles silicifiés à 0,10 m de sa base. Les valves isolées de la rhynchonelle *Homeorhynchia ringens* (von Buch) trouvées ici sont caractéristiques de la Couche verte des environs de Moutiers-en-Cinglais (feuille Falaise), c'est-à-dire de la zone à *Otoites sauzei*, du sommet du Bajocien inférieur. D'autres valves de cette espèce ont été récoltées dans les éboulis en contre-bas des affleurements précités, avec une valve de grande huître, *Lopha gr. marshi* (J. Sow), et des tubes de serpules.

Latéralement, cette couche est également décalcifiée par endroits plus au Nord, dans le pays de Cinglais (feuille Falaise).

j2a-b. **Bathonien inférieur à moyen, base du Bathonien supérieur.**

j2a. **Calcaire d'Ecouché.** Calcaire bioclastique à grain fin et à silex. A la base de la série bathonienne, le **Calcaire d'Ecouché** rappelle le Calcaire de Caen par sa lithologie et sa faune ; il constitue le jalon le plus méridional de ce faciès en Normandie. Activement exploité pour la fabrication d'une chaux réputée dans toute la région, il affleure dans près d'une trentaine de carrières ouvertes entre Ecouché et Avoine au Sud de l'Orne, ainsi qu'aux alentours du hameau de Bissey au Nord. Dans la campagne à l'Est d'Ecouché, ce calcaire à silex vient presque reposer sur le socle briovérien érodé, à l'aplomb des paléoreliefs de la surface d'érosion post-hercynienne, tant l'intercalation basale bajocienne s'amincit par endroits (Méheudin, Le Marais). Vers le Nord, ce faciès du Bathonien se prolonge dans les buttes témoins de Bazoches-au-Houlme et de Champcerie (feuille Falaise). Vers l'Est, cette formation traversée par plusieurs forages semble dépourvue de silex autour d'Argentan et tend à disparaître sur la feuille Sées. Vers l'Ouest au contraire, ses silex caractéristiques sont connus dans les dépôts résiduels (RS) pratiquement jusqu'à la limite occidentale du territoire cartographié (voir la remarque en fin de chapitre). Par contre, ils n'ont pas été décelés au Sud d'une ligne Rânes - Boucé-la-Bellière.

La sédimentation carbonatée ne change pas fondamentalement au passage du Bajocien supérieur au Bathonien inférieur. Les bioclastes (tests de bivalves plus ou moins divisés et roulés, débris d'échinodermes, spicules d'éponges plus ou moins corrodés et calcifiés, foraminifères Nodosariidés et Textulariidés) sont généralement micritisés à leur périphérie, de plus en plus fins, et s'ajoutent à des pelliculoïdes dans la matrice boueuse, argileuse ou crayeuse, micritique en évoluant vers la microsparite. Les grains de quartz se raréfient et diminuent de taille progressivement. La bioturbation est omniprésente dans ces bancs épais, alternativement tendres, boueux et durs, poreux, à ciment microsparitique, avec arrêt de sédimentation terminal plus ou moins marqué. En fait, ces bancs sont de grandes lentilles épaisses de 0,3 à 0,8 m sur plusieurs dizaines de mètres de longueur : les biseaux successifs rendent difficiles les corrélations de carrière à carrière. Les silex apparaissent soit en bancs plus ou moins continus, soit en cordons de nodules biscornus, disposés parallèlement au litage, soit encore isolés au sein des bancs ou à leurs limites. Au Sud d'Ecouché, trois horizons de silex sont plus constants : le basal au sommet d'un banc dur et poreux, les deux cordons supérieurs dans des calcaires tendres à matrice argileuse peu abondante. Localement, le nombre des bancs peut augmenter comme sur la rive droite de l'Orne, au Nord d'Ecouché. Ces silex aux formes irrégulières, ont un cortex blanchâtre ou grisâtre autour d'un cœur souvent très développé, gris ou brun-noirâtre à noir-bleuté, translucide en esquilles. L'opale globulaire et la calcédonite fibreuse ou colloforme se développent dans la matrice, le ciment ou aux dépens des bioclastes qui sont plus ou moins complètement épigénisés. La silicification peut affecter la macrofaune (bivalves comme *Stegoconcha*) ou des terriers. Ces silex sont cantonnés dans la partie moyenne de la formation. La faune d'invertébrés du Calcaire d'Ecouché, récoltée dans les couches basales et les bancs à silex, prolonge celle du Bajocien supérieur. Les bivalves sont toujours les plus abondants, à l'état de moules internes, d'empreintes ou plus rarement pourvus de vestiges de test recristallisé (*Entolium corneolum*, *Gervillella pernoïdes*, *Stegoconcha ampla*, *Trigonia* aff *costata*, *Plagiostoma* sp. *Homomya* sp.) ; des pinces et

des carapaces de Crustacés décapodes y ont été décrites (*Eryma bedelta* = *E. bizeti*, *E. morieri*). Gastéropodes et brachiopodes sont plus rares. Les ammonites sont surtout des Parkinsoniidés : *Parkinsonia* (*P.*) *pachypleura* et *P.* (*Gonolkites*) *subgaleata* indiquent la présence de la sous-zone inférieure de la zone à *Zigzagiceras zigzag*, première zone du Bathonien (M. Rioult, 1963, p. 139). Des restes de vertébrés, très voisins de ceux du Calcaire de Caen renforcent les ressemblances du milieu de sédimentation avec celui du Calcaire de Caen, bien que les niveaux fossilifères de Sevrain soient un peu plus anciens que ceux des carrières de l'agglomération caennaise. Ce sont entre autres d'après A. Bigot (1896) et d'après nos propres observations : des dents et des aiguillons de poissons sélaciens (*Strophodus magnus*, *Asteracanthus papillosus*, *Hybodus grossiconus*, *H. polyprion*, *H. apicalis*), des ossements, plaques osseuses dermiques et dents de crocodiliens amphibiens (*Teleosaurus cadomensis*), des vertèbres de sauroptérygiens (plésiosaures) et des dents de Dinosaurien carnassier et continental (*Megalosaurus* sp., *Poekilopleuron bucklandi*).

Les silex renferment une microflore bathonienne intéressante, conservée à l'état de matière organique dans la calcédonite, assemblage de Dinoflagellés (*Gonyaulacysta*), Acritarches (*Michrystidium*, *Hystricosphaera*), pollens et spores, caractéristique de la base du Bathonien et qui confirme les données de la macrofaune.

Au-dessus du dernier banc de silex, 4 à 5 bancs de calcaires sans silex, en couches plus régulières, à stratification plane mesurant ensemble 2 à 2,50 m, montrent un grain de plus en plus grossier et une macrofaune de bivalves réunissant les genres prédominants dans les dépôts du Bathonien moyen régional : *Lopha*, *Modiolus*, *Trigonia*, *Myophorella*, *Corbis*, *Trautscholdia*, *Protocardia*, *Pleuromya*, *Pholadomya*. Il faut d'ailleurs noter que ces derniers bancs, supérieurs aux silex, prennent par endroits (Méheudin) le faciès sublithographique du Calcaire de Valframbert rapporté au Bathonien moyen sur la feuille Alençon à 1/50 000. Le dernier banc est vigoureusement bioturbé ; les terriers pénètrent sur près d'un décimètre de profondeur par endroits dans le toit du Calcaire d'Ecouché et sont comblés par les éléments oolithisés de la base des Calcaires de Sarceaux. Cette surface-limite est délicate à reconnaître en dehors des carrières et pour cette raison, les deux formations n'ont pas été séparées cartographiquement.

j2b. **Calcaires de Sarceaux.** Calcaires à pelliculoïdes et oolithes. Cette formation est subdivisée en deux membres par une surface durcie surmontée par des graviers de Grès armoricain. Le membre inférieure des Calcaires de Sarceaux débute par des couches à oolithes et pelliculoïdes. Il n'est pas rare de trouver dans sa partie médiane des couches à oncolithes de quelques millimètres à 1,5 ou 2 centimètres de diamètre, tantôt ovoïdes, roulés (Argentan), tantôt à surface boursoufflée et dont les lamines apparaissent en section, concentriques et ondulées, comme froissées et rétractées (Mauvaisville) ; des restes algaires sont alors fréquemment associés (*Cayeuxia* sp.) à ces oncolithes qui sont vivement colorés en rose dans une oosparite ou oomicrite plus claire. Ailleurs ce sont des passées à pelliculoïdes rosés associés à des bioclastes et en particulier à des fragments roulés de polypiers. Enfin, peuvent se rencontrer aussi des galets intra-formationnels, arrondis et encroûtés, atteignant 4 à 5 cm de diamètre (Les Fermes ; près de Fontenai-sur-Orne).

Dans l'ensemble de ces couches qu'on pourrait distinguer au-dessous de l'avant-dernière surface d'érosion, sous le nom de Calcaires de Sarceaux inférieur, la macrofaune est très réduite en nombre et en espèce, le milieu instable, turbide et meuble, n'étant guère favorable à la vie benthique : quelques huîtres (*Nanogyra nana*, *Lopha costata*), quelques moules internes usés et quelques débris roulés de test prismatique épais de *Trichites* ; plus rarement, débris squelettiques d'échinodermes (crinoïdes, oursins, astéries ou ophiures), de polypiers, de brachiopodes (térébratules), de bryozoaires et de serpules isolées ou grégaires. Des terriers d'organismes fouisseurs de type *Thalassinoides* (crustacés) de 1 à 4 cm de diamètre sont visibles par endroits, soit recoupant les feuillettes obliques, soit remaniés, plus ou moins roulés et encroûtés : la cimentation est souvent plus complète dans les remplissages de terriers que dans les sédiments qui les abritent.

Au-dessus de la surface durcie et perforée, encroûtée d'huîtres, qui tronque le Calcaire de Sarceaux inférieur dans la carrière de Belle-Eau, la sédimentation oolithique se poursuit avec une stratification oblique et même un chenal visible en section sur le front oriental. Cependant, alors que les grains de quartz étaient pratiquement absents dans les couches oolithiques inférieures, à la base du Calcaire de Sarceaux supérieur, des esquilles et des graviers de Grès amoricain atteignant un centimètre de long, remaniés des crêtes paléozoïques du voisinage, sont mélangés à des fragments roulés d'organismes benthiques : crinoïdes de grande taille (*Apiocrinus* : calices et tiges), bryozoaires et spongiaires calcaires en colonies, polypiers et huîtres roulés, dents de *Strophodus*. De semblables graviers se rencontrent au Sud d'Argentan (Tercey) et au Nord de la ville (bord occidental de la côte du Petit-Tellier). Ces couches basales, à gros bioclastes et intraclastes calcaires, passent à des couches à grain plus fin vers le haut. Les couches supérieures ont une épaisseur variable de 1,5 à plus de 4 m (ponctuellement 6 m ?) et une allure lenticulaire. Une surface durcie, érodée irrégulièrement et perforée en tronque le toit dont les dénivellations dépassent le mètre : cette surface, surmontée par la Caillasse de Belle-Eau présente une importance régionale et se raccorde à une des surfaces d'érosion qui couronnent le Calcaire de Ranville particulièrement riche aussi en *Apiocrinus* et supportant la Caillasse à *Goniorhynchia boueti* dans toutes les coupes de la basse vallée de l'Orne et sur la côte du Calvados. L'âge des Calcaires de Sarceaux s'étend donc du Bathonien moyen à la partie inférieure du Bathonien supérieur, vraisemblablement de la zone à *Tulites subcontractus* à la zone à *Hecticoceras retrocostatum* (= zone à *Oxycerites aspidoides*) incluse.

La puissance du Calcaire d'Ecouché est de 8 à 10 mètres, celle des Calcaires de Sarceaux est de 25 à 30 m pour le niveau inférieur et de 1,5 à 4 voire 6 m pour le niveau supérieur.

Remarque : au Nord-Nord-Est de Lougé-sur-Maire, un gros fragment de silex en dalle récolté au niveau de la formation R5 (x = 412,10 ; y = 1115,58 ; z = 224 m) a été étudié par M. Rioult. La dalle présente quelques macrofossiles silicifiés, en relief sur les faces supérieure et inférieure : huîtres dont *Lopha costata*, pectinidés, limidés, térébratulidés, articles de crinoïdes. Ces deux surfaces sont creusées de tubulures cylindriques de 2 à 12 mm de diamètre : il s'agit d'emplacements de polypiers

rameux dont le squelette d'aragonite dissous est remplacé, soit par un colmatage partiel de silice tardive (calcédonite ou quartz drusique), soit par un remplissage d'argiles bariolées provenant de la matrice de RS. Par les caractères pétrographiques, la macrofaune, la microfaune (foraminifères) et la microflore (*Gonyaulacysta*, *Pareodinia*, *Michrystidium*, pollens, spores, débris végétaux) il s'agit d'un silex du Calcaire d'Ecouché (Bathonien inférieur, zone à Zigzag).

j2c-d. **Bathonien supérieur pars** (zone à *Clydoniceras hollandi*).

j2c. **Caillasse de Belle-Eau** : marne brune et calcaire bioclastique bioturbé à *Goniorhynchia boueti*. La surface d'érosion durcie, érodée et perforée, creusée de dépressions, qui termine les Calcaires oolithiques de Sarceaux, supporte localement une caillasse très fossilifère, discontinue, atteignant 1,50 m à Belle-Eau, mais pouvant totalement disparaître à la base du Calcaire d'Argentan, qui repose alors directement sur la surface précitée.

Cette Caillasse de Belle-Eau comporte une alternance mal définie. Les bancs marneux beige-brunâtre contiennent à la base des galets calcaires roulés, encroûtés de serpules ou perforés de galeries de vers ou trous de mollusques (ces galets sont remaniés des couches sous-jacentes) et les calcaires bioclastiques noduleux s'intercalent plus ou moins régulièrement dans cette caillasse où les bancs sont à peine ébauchés. Par endroits, les calcaires peuvent dominer. Leur teneur en carbonates varie de 30 à 70 %. Les bioclastes reflètent la composition des macrofaune. Les minéraux argileux étudiés par G. Fily (1980) sont dominés par le couple illite - kaolinite, la montmorillonite est accessoire dans ce cortège.

La macrofaune est riche en éponges calcaires (*Diaplectia*, *Corynella*, *Peronidella*, *Limnorea*) ; quelques polypiers sont présents à la base (*Thamnasteria*, *Stylina*) et des bryozoaires (*Stomatopora*, *Mesenteripora*, *Entalophora*, *Ripisoecia*, *Ceriocava*) en plus grand nombre. Parmi les brachiopodes, notons la rhynchonelle *Goniorhynchia boueti* qui permet les corrélations et date précisément la caillasse de la zone à *Clydoniceras hollandi* dans l'échelle biostratigraphique régionale, ainsi que d'autres espèces (*Kutchirhynchia obsoleta*, *Kallirhynchia indentata*, *Eudesia multicostata*, *Flabellothyris flabellum*, *Dictyothyris coarctata*, *Digonella* sp., *Rioutilina triangularis*) constituant un assemblage caractéristique. Les bivalves, tels *Chlamys (Radulopecten) vagans*, *Plagiostoma cardiiiformis*, *Trichites nodosus*, *Homomya gibbosa*, sont bien conservés. Les oursins sont rares, mais *Gymnocidaris pustulosa* est présent. La microfaune est également abondante et typique (foraminifères, ostracodes et débris d'invertébrés) de ce niveau du Bathonien supérieur.

L'âge de cette caillasse à brachiopodes est confirmé par la récolte en place de l'indice de la zone à *Clydoniceras hollandi* accompagnant *Goniorhynchia boueti* dans l'équivalent latéral de la Caillasse de Belle-Eau, à Brèveaux près d'Occagnes, à la limite nord du territoire étudié : entre les gisements bien datés de ces deux localités, la faune de ce niveau-repère est connue dans une série de jalons intermédiaires.

j2d. **Calcaire d'Argentan** : calcarénite bioclastique à bryozoaires et à stratification oblique. Au Nord-Est de la région étudiée, le Calcaire à bryozoaires d'Argentan qui évoque les faciès du Calcaire de Langrune (feuille Caen) affleure surtout au Nord et au Sud d'Argentan. C'est une calca-

rénite bioclastique blanchâtre à stratification oblique, comprise entre la Caillasse de Belle-Eau à la base et les Marnes du Moncel au sommet, ou entre les surfaces d'érosion sous-jacentes à ces dépôts, lorsque ces derniers manquent.

Les bancs sont constitués de faisceaux de 0,1 à 0,5 m d'épaisseur ; leur mise en place par des paléocourants s'est faite sous forme de mégarides progradantes (G. Fily, 1980), mais les mesures obtenues dans les carrières autour d'Argentan, en raison de la proximité des écueils paléozoïques, varient trop pour être significatives. Ces calcirudites ou ces calcarénites sont bioturbées : galeries et terriers d'organismes benthiques sont fréquents. Les bioclastes sont relativement grossiers dans de nombreux bancs, tantôt empâtés dans une boue micritique, tantôt cimentés par une calcite spathique claire, quand la boue interstitielle est vannée. Les oolithes sont encore nombreuses. Les passées boueuses sont plus marquées que les bancs marneux.

La faune est constituée de fréquents épibiontes. Les bryozoaires sont plus ou moins abondants, suivant les bancs et suivant les localités : ce sont les mêmes espèces que celles de la Caillasse de Belle-Eau qui sont les mieux représentées. Au Nord d'Argentan, près d'Occagnes, ces calcaires à passées meubles à peine cimentées, constituent de véritables faluns à bryozoaires décrits par F. Canu (1898). Les brachiopodes, dont les valves sont généralement séparées, sont communs : *Kutchirhynchia obsoleta*, *Kallirhynchia indentata*, *Eudesia multicostata*, *Flabellothyris flabellum*, *Avonothyris langtonensis*, *Dictyothyris coarctata*, *Digonella* sp. Les petits oursins (*Acrosalenia spinosa*, *Polycyphus normanianus*) et les columnales de crinoïdes (*Isocrinus nicoleti*), accompagnent les plaques d'astéries. Les bivalves entiers sont de taille moyenne à petite : *Lopha costata*, *Oxytoma costatum*, *Trigonia pullus*. Les débris de polypiers sont encore présents.

A la partie supérieure, une première surface durcie et perforée présente des dénivellations de l'ordre du mètre. Elle est encroûtée par de grandes huîtres (*Liostrrea wiltonensis*, *Nanogyra crassa*), des bryozoaires (*Stomatopora*), des serpules, des foraminifères fixés ; ailleurs, elle est perforée par des mollusques lithodomes (*Lithophaga faba*).

Au-dessus de cette discontinuité réapparaissent quelques bancs de calcarénites analogues aux précédentes et finalement une dernière couche de calcaire oolithique assez bien trié, terminée par une seconde surface durcie et perforée. Un changement de sédimentation se produit ensuite au cours du passage à la dernière zone du Bathonien (zone à *Clydoniceras discus*), avec le remplacement brutal des sédiments calcaires par des argiles grises du faciès cornbrash des anciens auteurs (voir j2c-3a).

Cette dernière séquence carbonatée est épaisse de 1 à 1,5 mètre, mais la puissance totale du Calcaire à bryozoaires d'Argentan est de l'ordre de 7 à 10 mètres. L'épaisseur de la Caillasse de Belle-Eau sous-jacente varie de 0 à 1,5 mètres.

j2c-3a. Callovien inférieur à Bathonien terminal. Argiles calcaires à intercalations de calcaire argileux.

Bathonien terminal : (j2c) Marnes du Moncel. Au-dessus du Calcaire à bryozoaires d'Argentan, débute localement de façon très contrastée ; le

faciès argileux du Bathonien terminal (zone à *Clydoniceras discus*). il s'agit de marnes grises peu épaisses (environ 2 m) à nodules ou bancs de calcaire noduleux, argileux, micritique, contenant l'assemblage caractéristique des brachiopodes (*Cererithyris intermedia*, *Obovothyris obovata*, *Kutchirhynchia morieri*) et du bivalve (*Meleagrinnella echinata*). Ces marnes du Moncel correspondent aux argiles de Lion-sur-Mer, (Cornbrash inférieur), au Nord de Caen. Ce faciès argileux précède, dès la fin du Bathonien, annonce la grande série argileuse Callovo-oxfordienne.

Callovien inférieur. (j3a) Les affleurements calloviens sont actuellement cantonnés à la périphérie de la forêt de Gouffern, au Nord d'Argentan et ils représentent les termes jurassiques les plus élevés. Cependant, la transgression callovienne a débordé vers l'Ouest ces limites d'érosion et la mer s'est plus largement étalée sur la marge nord-orientale du Massif armoricain à cette époque. D'Est en Ouest, à l'échelle régionale, les couches crétacées sont discordantes sur des formations jurassiques de plus en plus anciennes et il est évident que l'érosion continentale a vigoureusement décapé la série callovienne pendant l'émersion post-jurassique, puis après le retrait de la mer au Crétacé supérieur.

Généralement couvertes d'herbages ou de bois, les formations calloviennes à dominante argileuse, prolongent celles du Bathonien terminal (zone à *Clydoniceras discus*), dont elles sont vraisemblablement séparées par une discontinuité (terrain de moto-cross).

Au-dessus des couches contenant les dernières faunes de brachiopodes bathoniens, les dépôts calloviens débutent par une épaisse assise argileuse (3 à 5 m) relativement peu fossilifère (brachiopodes et bivalves écrasés). Ces argiles bleutées, légèrement pyriteuses, plastiques, étaient exploitées autrefois à Crennes et au Petite Tellier pour la fabrication des tuiles, des briques et des "carreaux". Aujourd'hui, les carrières abandonnées sont comblées ou inondées. Ces argiles correspondent au faciès du Cornbrash supérieur (zone à *Macrocephalites macrocephalus*) de la base du Callovien inférieur.

A l'orée de la forêt, ces argiles basales passent à des marnes finement silteuses alternant avec des petits bancs de calcaire argileux, gris ou jaunâtres, très riches en brachiopodes et bivalves bien conservés. Parmi les premiers, *Dictyothyris smithi*, *Rhynchonelloidella spathica*, *Septaliphoria mourdoni*, *Torquirhynchia torquata* constituent un assemblage caractéristique de la partie inférieure de la zone à *Dolikephalites gracilis* (sous-zone à *Proplanulites koenigi*). Les autres fossiles communs sont surtout *Chlamys fibrosa*, *Catinula* sp. *Plicatula cotyloides* et *Pholadomya inornata* (bivalves), ainsi que des fragments de *Parachoffatia* sp. (ammonite).

Cette série callovienne est épaisse de 25 à 30 mètres ; les couches sommitales qui n'ont pu être observées, pourraient encore appartenir au Callovien inférieur. L'érosion post-jurassique s'est arrêtée au toit de l'alternance marnes-calcaires argileux et en forêt de Gouffern, la Glauconie de base crétacée recouvre directement la surface d'érosion post-jurassique.

Crétacé

n7-c1. Albien supérieur à Cénomanién inférieur. Glauconie de base du Crétacé. Plusieurs nouveaux témoins de Glauconie de base du Crétacé ont été découverts à la faveur de forages, puits ou tranchées. Ces jalons, nettement à l'Ouest de la cuesta cénomaniénne, sont toujours d'extension limitée et leurs rapports avec la couverture jurassique qui les supporte démontrent la transgressivité du Crétacé dans la région étudiée.

En effet, si l'on progresse du Nord-Est vers le Sud-Ouest, la Glauconie repose successivement sur :

- les argiles du Callovien inférieur au Nord d'Argentan (bois du Tellier),
- les calcaires à silex du Bathonien inférieur près de Montgaroult,
- les argiles du Toarcien plus à l'Ouest (Giel-Courteilles, Saint-Hilaire-de-Briouze).

La glauconie de base présente un faciès d'argile noir-verdâtre, glauconieuse et sableuse, avec fins grains de quartz et quelques micas ; lorsque les grains de glauconie sont dominants, on peut parler d'une glauconitite ; elle devient plus sableuse à l'Ouest de la feuille où les grains de glauconie sont disséminés dans un sable argileux. A sa base, la Glauconie montre exceptionnellement quelques galets de quartz bien usés et de taille centimétrique (Ouest de Montgaroult, dans les déblais d'une tranchée d'adduction d'eau au Nord-Est de la ferme Launay), mais ces galets n'ont pas été rencontrés dans plusieurs forages qui ont traversé la glauconie (3-27 au Sud-Ouest de Montgaroult et 1-07 près du moulin de Pointel).

Près de Montgaroult, la Glauconie repose sur les calcaires bathoniens par l'intermédiaire d'une argile brun-chocolat disposée en poches dans les calcaires et qui contient de petits fragments de silex. Plus à l'Ouest, la Glauconie recouvre les couches argileuses du Toarcien qui sont altérées sur quelques décimètres à leur sommet et emballent alors des silex résiduels du Bathonien (voir le chapitre R5). La Glauconie est souvent altérée sur plusieurs mètres d'épaisseur, particulièrement à l'Ouest de la région étudiée et présente des couleurs bariolées variant du brun-rouge à l'ocre, du brun-vert au vert bouteille, etc. Les analyses d'argile dans ce faciès d'altération ont montré au sondage 1-07 que l'illite est exclusive, sinon prédominante et dans ce cas, elle est accompagnée d'un peu de kaolinite. près de Montgaroult (sondage 3-27), la smectite domine l'illite. Aucun fossile n'a été récolté dans ce niveau, mais dans le contexte régional, la Glauconie de base du Crétacé est d'âge albien supérieur à cénomanién inférieur. Tant à l'Ouest qu'au Nord-Est de la région étudiée, l'épaisseur de la Glauconie de base ne dépasse pas 5 m. Cependant, la puissance de ce niveau repère n'a pu être mesurée nulle part sous les terrains crayeux du Cénomanién, partout érodés sur cette feuille.

TERTIAIRE

e6. Grès à Sabals (Auversien). Grès de Bois l'Evêque. Au Sud-Est du territoire étudié, la pénéplaine post-hercynienne porte ce petit gisement de grès disséqués par l'érosion, près du Bois l'Evêque. En fait, ce témoin apparemment isolé occupe une position particulière dans la paléogéo-

graphie régionale. D'une part, il apparaît relativement distinct, par ses caractères pétrographiques, des affleurements de sables liasiques discordants sur les terrains briovériens et recouverts par les dépôts résiduels ultérieurs, dans les environs de Rânes et d'Ecouché, au Nord-Ouest. D'autre part, vers le Sud-Est il présente quelques analogies avec le placage sableux azoïque, auquel sont associés de gros blocs gréseux ou bréchiques et qui a été décrit récemment sur la retombée septentrionale du massif d'Ecouves, près du hameau du Cercueil (feuille Alençon à 1/50 000) ; ce dernier gisement, discordant sur le socle paléozoïque et dépourvu de couverture résiduelle, était jusqu'ici rapporté au Lias moyen par affinité lithologique avec les sables pliensbachiens de la région, mais sans élément biostratigraphique significatif.

Ces grès de Bois l'Evêque 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 polarisent souvent ces dalles et ces blocs. Leur sommet est fréquemment bosselé et percé de tubulures sub-cylindriques 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. De plus, un de ces blocs sur le bord occidental d'une mare ($x = 427,42$; $y = 1103,78$; $z = 315$ m) montre nettement sur sa tranche des empreintes végétales à fibres ligneuses silicifiées, obliques dans le litage et dont le diamètre maximal atteint 3 à 5 cm à la partie supérieure pour décroître irrégulièrement vers le bas ; par leur morphologie, ces empreintes végétales peuvent évoquer des racines en place, comme celles qui ont été décrites à plusieurs reprises dans les blocs gréseux observés au sommet des sables liasiques. Cependant, ces traces de racines sont beaucoup plus rectilignes et plus denses que celles décrites à plusieurs reprises dans le paléosol, grésifié localement au sommet des sables liasiques et recouvert par les calcaires du Jurassique moyen, près d'Essai et de Pussou au Sud-Est (feuille Alençon à 1/50 000) et près d'Aunou à l'Est (feuille Sées à 1/50 000). En fait, ces traces de racines sont tout à fait comparables, ainsi que les microfaciès de grès qui les contiennent, aux racines et grès des lambeaux résiduels des grès à Sabals de la forêt de Gouffern à l'Est (Bourg-Saint-Léonard), jusqu'à ceux de Saint-Saturnin et des environs d'Angers au Sud. Ces différentes figures sédimentaires ont pris naissance à partir d'une interface qui ne peut être qu'un paléosol. Par ailleurs, la partie inférieure de plusieurs dalles et blocs de ces grès se caractérise par des rubanements siliceux millimétriques à centimétriques, parallèles entre eux et apparemment liés à des ségrégations rythmiques de silice, par migration et précipitation de solutions siliceuses à la base d'un profil pédogénétique. Ces bandes hypersilicifiées se superposent à la cimentation qui a figé les textures bioturbées de ces grès et relèvent d'une phase tardive de l'évolution diagénétique. En précipitant, ces derniers apports de silice ont colmaté la porosité et donné finalement à ces roches gréseuses leur résistance exceptionnelle à l'érosion.

L'examen microscopique de ces grès (M. Rioult) confirme l'évolution diagénétique en milieu continental. Originellement lités, ces grès sont

constitués d'une alternance irrégulière de passées détritiques quartzeuses relativement bien vannées, aujourd'hui quartzitiques et de passées de grès à matrice sombre pélitique, plus ou moins abondante, secondairement silicifiée. L'ensemble est ordinairement profondément bioturbé, pénétré par un réseau dense de tubulures millimétriques, verticales à obliques, dirigées de haut en bas. Les passées quartzitiques correspondent à d'anciens sables quartzeux, à grain anguleux, mal classés et à cimentation plus ou moins évoluée verticalement. Le diamètre moyen des grains est voisin de 100 micromètres ; s'y ajoutent des grains plus grossiers, corrodés, de 300 micromètres, dispersés sans ordre apparent et plus rarement quelques graviers et petits galets bien usés de quartz filonien, surtout à la base des bancs. Les lits quartzitiques sont souvent déformés parallèlement aux plages de grès à matrice pélitique et en continuité verticale ; au sein des plages quartzitiques s'observent des alignements ou des empilements réguliers de grains trahissant le passage d'organismes perpendiculairement au litage et vers le bas. Certains îlots quartzitiques sont parfois concentriques, ou bien séparés et entourés de bandes gréseuses plus ou moins riches en matrice, ou de liserés de matrice boueuse peu détritique, à cimentation plus ou moins évoluée, parfois avec traces d'oblitération de la porosité par une mosaïque de cristaux de quartz de 30 micromètres de diamètre. Dans la matrice boueuse, certains grains de quartz sont entourés d'une auréole d'opale brunâtre ; dans les plages quartzitiques et gréseuses, les quartz montrent plutôt des auréoles de nourrissage quartzeux. Les minéraux lourds sont rares et dominés par les ubiquistes (zircon, tourmaline, rutile) : ce cortège très évolué se présente en grains très roulés. La matrice pélitique, sombre à opaque, contient des grains de quartz, non usés, flottant dans la boue. Les plages cimentées semblent se développer à partir de cette matrice, surtout quand elle paraît diluée sur le bord des plages opaques. La masse des grès ; aussi bien dans les passées quartzitiques que dans les grès à matrice pélitique silicifiée, aurait d'abord été précocement cimentée après l'épisode de vigoureuse bioturbation, puis tardivement nourrie de solutions siliceuses, qui en précipitant ont comblé définitivement tous les pores de la roche. L'ensemble de cette évolution diagénétique se serait développé en milieu continental, au sein d'un profil pédogénétique.

Dans un pierrier à la limite des feuilles Argentan et Sées ($x = 427,520$; $y = 1103,36$; $z = 315$ m), un bloc de brèche monogénique a été trouvé associé à ces grès. Il contient des fragments polyédriques de taille centimétrique à décimétrique, de quartzarénites à grains anguleux hétérométriques, localement nourris de quartz secondaire ; les éléments anguleux de cette brèche sont comme éclatés et disloqués sur place, écartés et cimentés par un liant ferrugineux plus ou moins gréseux, rougeâtre (hématitique) ou brunâtre (limonitique). Cette roche semble s'être formée *in situ* au dépens de pointements grésos-quartzitiques paléozoïques, par éclatement et cimentation, dans un contexte continental et sous un climat comportant des alternances saisonnières contrastées des points de vue thermique et pluviométrique. Certaines têtes de roches paléozoïques à proximité de dépôts résiduels (Rj2s) issus de placages calcaires bathoniens, montrent d'ailleurs ces phénomènes d'éclatement et de cimentation sur place (région de l'Étre Clouet, au Nord de la Bellière).

Par ailleurs, près de la limite occidentale du territoire étudié, un petit bloc de grès-quartzite à surface sommitale bosselée a été trouvé dans un

pierrier de dalles de grès quartzitiques, accompagnées de quelques blocs de grès bréchiques à conglomératiques (pierrier proche de la route D 21, au Nord-Est de la Hardouillère, en $x = 401,98$; $y = 1116,68$; $z = 213$ m). Ce bloc de grès quartzite contient de fines tubulures perpendiculaires à la stratification et un de ses plans de stratification est entièrement couvert de feuilles à plication tectiforme (induplication) caractéristiques du palmier *Sabalites andegavensis*, intriquées les unes dans les autres.

Les grès silicifiés et les brèches de ces gisements situés aussi bien au Sud-Est du territoire de la feuille Argentan (Grès de Bois l'Evêque), qu'à l'Ouest de celui-ci, sont étroitement liés à une évolution diagénétique en milieu continental. La découverte, à l'Ouest de la feuille étudiée, de ces empreintes de palmier dans un bloc de grès présentant des analogies de microfaciès avec les Grès de Bois l'Evêque, constitue un élément déterminant pour l'attribution de ces derniers à l'Auver sien. Vers le Nord ces grès se rattacher aient à ceux du Pays de Cinglais. Vers l'Est-Nord-Est, ils passent aux grès silicifiés à Sabals épars dans la forêt de Gouffern et les bois de la Cochère, sur les argiles résiduelles du Cénomani en. Vers le Sud, ils se rattachent aux placages gréseux résiduels qui jalonnent la limite des terrains secondaires et du socle, depuis Orgères et Fyé au Nord, jusqu'aux environs d'Angers.

Remarque. De gros galets arrondis de Grès armoricain à marques de chocs en coups d'ongles, ont été trouvés à proximité des dalles et des gros blocs de grès silicifiés de Bois-l'Evêque, près de la mare déjà mentionnée en $x = 427,42$; $y = 1103,7$; $z = 315$ m. D'autres galets ont d'ailleurs été observés également en contre-bas des crêtes de Grès armoricain au Nord-Est de la Bellière ($x = 426,0$; $y = 1106,2$; $z = 230$ m) à proximité de calcaires silicifiés du Bathonien supérieur, ou en place sous le calcaire bathonien altéré sur la route de Mortrée.

Ces galets et blocs roulés ont été façonnés par la mer lors de la reprise d'érosion qui a pris place entre le Bathonien moyen et le Bathonien supérieur (cf. Boitron sur la feuille Alençon à 1/50 000, ainsi que Chailloué et Saint-Germain-le-Vieux sur la feuille Sées à 1/50 000). Au Bois l'Evêque, les blocs de grès éocènes ne contiennent aucun de ces gros galets qui sont cependant assez nombreux localement sur le sol ; leur présence, ici, pourrait être due à une mise en place dans des conditions périglaciaires au Quaternaire, depuis les reliefs avoisinants où ces galets ont dû se former au cours du Bathonien.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Meubles, les formations superficielles forment une couverture quasi continue, le substrat n'affleurant que sporadiquement sur les versants, dans les carrières ou encore dans les fouilles des terrassements. Dans l'ensemble, elles ne sont pas très épaisses et elles n'ont été figurées que lorsqu'elles masquent complètement le substrat, soit par une teinte propre, soit par la teinte du substrat abaissée (altérites du socle).

Souvent azoïques et difficiles 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 résiduelles, principalement issues des assises du Jurassique ;
- des formations d'altération, bien représentées sur le socle ; leur description suit celle de leur formation mère ;
- des formations de versant, mises en place par solifluxion ou colluvionnement ;
- des loess, dépôts de poussières, d'origine éolienne ;
- des alluvions, dépôts fluviatiles des fonds de vallées.

Blocs résiduels de grès ou de conglomérats. Des blocs de grès-quartzites et de grès conglomératiques, atteignant parfois plusieurs mètres de long et un mètre d'épaisseur, ont été notés ponctuellement sur la feuille où ils sont résiduels à la surface de la pénéplaine post-hercynienne, exhumée par l'érosion post-jurassique : Ouest et Nord-Ouest de Saint-André-de-Briouze, ainsi que près de Faverolles, Rânes, etc. Les grès sont généralement fins et azoïques, cependant un bloc de grès contient des empreintes de bélemnites à l'Ouest-Nord-Ouest du Vieux-Pont ($x = 415,06$; $y = 1109,12$). Dans ce même secteur, on peut observer une empreinte assez fruste de tronc d'arbre, longue de 0,6 m et de 0,4 m de diamètre à la surface d'un bloc de grès, dans un grand pierrier. D'autres grès à empreintes végétales existent au Nord-Nord-Ouest de Chênedouit, près de l'angle nord-ouest de la feuille.

Les analogies de faciès avec les grès de Sainte-Opportune (feuille Flers-de-l'Orne à 1/50 000) permettent d'attribuer ces divers blocs de grès au Pliensbachien. Il en est de même pour des blocs de grès conglomératiques azoïques, épais de plus d'un mètre parfois. Les nombreux galets de grès du socle de ces blocs ont une taille variant de un à plus de quinze centimètres et sont emballés dans une matrice gréseuse souvent grossière. De tels blocs qui appartiennent à la base du Pliensbachien, peuvent être observés en particulier au Nord-Ouest de Saint-André-de-Briouze.

Par contre, il n'en est pas de même pour les blocs gréso-conglomératiques à faciès particulier qui ont été notés à l'Est du hameau de la Tuilerie sur les terrains paléozoïques du massif d'Ecouves. Ces blocs, épais de quelques décimètres, contiennent de très nombreux éléments de grès du socle paléozoïque, parfois façonnés en galets frustes ou qui subsistent en fragments bréchiques pratiquement non usés. Ces fragments et galets varient de quelques centimètres à plus de 10 centimètres. Ils sont emballés dans un ciment de quartzarénite mal classée, tantôt à passées conglomératiques (graviers et petits galets arrondis de quartz filonien et de grès bien classé probablement paléozoïque), tantôt à passées boueuses à grains de quartz flottant dans une matrice pélitique ou lutitique abondante, sombre. Les plages gréseuses relativement homogènes et les plages boueuses hétérogènes sont affectées de déformations souples. Quelques vestiges évoquant des racines y ont été observés.

Sur la feuille Argentan, les pierriers contenant des blocs de grès conglomératiques et bréchiques sur le Massif d'Ecouves ont fourni également de petits blocs et dalles de grès fin silicifié, de teinte beige jaunâtre, avec des taches violacées ($x = 425,54$; $y = 1102,76$; $z = 306$ m). Ce grès tacheté contient de très petites empreintes végétales indéterminables (débris de tissus et de bois), mais par son microfaciès, ce grès se rattache aux grès éocènes de Gouffern, du Maine et d'Anjou. On doit

remarquer en tout cas, l'absence de tout fragment de ce grès silicifié à empreintes végétales dans les blocs voisins de grès à passées conglomératiques et bréchiques qui seraient alors d'âge légèrement plus ancien.

Des grès à passées conglomératiques et bréchiques ont déjà été rapportés à l'Eocène dans cette région. C'est le cas notamment sur la feuille de la Ferté-Macé à 1/50 000 : voir en particulier les blocs notés sur cette feuille au Bois de Goult, près du point coté 401 m. Ces derniers blocs de grès bréchiques, déjà étudiés par C. Klein (1973) qui les attribuait au Tertiaire, contiennent en outre quelques petits galets de quartz et de Grès armoricain très usés, à cachet fluvial.

Dalles résiduelles de calcaire jurassique silicifié. Les dalles fréquentes et les blocs résiduels de calcaire jurassique silicifié provenant de la formation Rj2 sont notés ponctuellement sur la feuille lorsqu'ils sont associés à la formation résiduelle à silex comme au Sud-Ouest de Montgaroult et dans la région de Rânes, ou bien lorsqu'ils ont glissé par solifluxion à la surface des terrains anciens (Sud de Vrigny).

Rj. Cailloutis résiduel de la base du Jurassique transgressif. Galets de grès, quartz, etc., souvent soliflués. Des cailloutis résiduels sont cartographiés sur les replats et sur les pentes voisines où ils sont soliflués, principalement dans l'Ouest de la région étudiée ; ils proviennent alors d'un cordon de galets issus de la base du Lias (cailloutis notés ponctuellement 15a lorsqu'ils sont observés en place à la base des sables pliensbachiens). Une accumulation de galets est également cartographiée près de Goulet, au Nord-Est d'Ecouché ; ceux-ci proviennent du démantèlement d'un cailloutis de base du Bajocien moyen à supérieur et reposent directement sur le socle briovérien.

Dans ces différents cas, les graviers et galets, souvent accompagnés d'une matrice peu abondante de sables grossiers, sont façonnés aux dépens de roches dures du socle ancien : quartz de filon, grès feldspathiques cambriens, quartzites ordoviciens, etc. Dans le cordon de galets orienté Nord-Ouest-Sud-Est et qui va du Nord de Chénéduit à Saint-Hilaire-de-Briouze, puis de là vers le Nord de Rânes, les galets ont une taille moyenne décimétrique. On note par endroits des galets de plus grande taille que la moyenne. Ainsi un galet observé au Nord-Ouest de Chénéduit mesurait 18×10 à 15×7 cm et un autre, très gros, récolté au Sud-Est de Faverolles, atteignait $20 \times 15 \times 10$ cm. La présence de ces gros éléments indiquerait ici la proximité de la zone d'énergie maximale, au moment de la mise en place du cordon. Cette conclusion est d'autant plus vraisemblable que la taille des galets décroît nettement de part et d'autre, à la fois vers le Nord-Est et vers le Sud-Ouest. Dans ces deux directions, on ne trouve plus rapidement que des graviers et galets de petite taille (un à quelques centimètres) et les galets de quartz bien roulés sont alors nettement plus abondants que les galets de grès paléozoïques.

Dans l'affleurement Rj, cartographié au Nord-Est d'Ecouché, les galets de grès et de quartz varient de un à plus de dix centimètres, avec une taille moyenne de quelques centimètres.

Dans ces différents cas, les caractéristiques morphologiques des galets montrent qu'ils conservent le cachet fluvial des galets du Trias

supérieur de la dépression Falaise - Carentan. Les galets observés à la base des sables pliensbachiens pourraient donc provenir en grande partie de la reprise par la mer liasique des lentilles de galets fluviatiles du Trias supérieur, comme cela est connu plus au Nord (feuille Falaise). De plus, à la base des calcaires bajociens, les galets et graviers du conglomérat rencontré à la surface des terrains briovériens érodés près de Goulet, proviendraient du remaniement des cailloutis triasiques et plus vraisemblablement encore de la reprise des galets de base du Pliensbachien régional. Au Pliensbachien comme au Bajocien, le cachet fluviatile n'est généralement pas effacé par les retouches marines ; dans les deux cas ceci pourrait s'expliquer par la rapidité des transgressions et par la résistance à l'usure des roches qui constituent ces galets.

Au Nord-Est de Faverolles, dans l'axe NW-SE du cordon de galets, ces dépôts Rj viennent recouvrir les sédiments argilo-silteux IA, exploités autrefois en carrière au lieu-dit "la Tuilerie" et reconnus également par forage (5-11) ; ces galets se sont donc mis en place ici postérieurement au Lias. Dans le contexte régional, ce remaniement pourrait dater de l'extension du domaine marin vers le Sud-Ouest, lors de la transgression du Jurassique moyen, ou sinon d'une époque géologique plus récente.

L'épaisseur de la formation Rj dépasse le mètre et pourrait atteindre 2 à 3 mètres sur la colline de la ferme de Méheudin, au Nord-Ouest de Chénéduit ; cette épaisseur diminue à l'extrémité sud-est du cordon de galets, où il n'y a plus guère qu'un pavage de cailloutis près de Rânes. Au Nord-Est d'Ecouché, un cailloutis de base du Jurassique moyen atteint 1,50 m dans un sondage de reconnaissance implanté à l'Ouest de Goulet (x = 420,58 ; y = 1117,43 ; z = 187,5 m), alors que dans le village lui-même, il est réduit à un mince lit de galets et de graviers. Ces divers cailloutis sont connus localement sous l'appellation de "rogons de côs".

Rj2. Dalle résiduelles de calcaires du Bathonien, silicifiées et solifluées sur les pentes. Bancs isolés en place, à l'Est de l'Etang de Vrigny. De nombreuses dalles et des blocs de calcaires silicifiés et souvent ferruginisés, d'épaisseur décimétrique à métrique, sont cartographiés au Sud-Est de la feuille sur les terrains paléozoïques. Ces roches silicifiées, souvent solifluées, sont parfois emballées dans une argile jaunâtre ; l'épaisseur de celle-ci est estimée à plus d'un mètre, d'après la profondeur d'anciennes fouilles de recherche du fer : l'Etire Clouet, au Nord-Est de la Bellière. Cependant quelques blocs d'épaisseur métrique sont en place sur le socle ; ils sont notés ponctuellement à l'Est de l'Etang de Vrigny. D'autres dalles et blocs de calcaires silicifiés se mêlent à la formation résiduelle à silex où ils sont alors distingués par la cartographie : buttes de Rânes et de Faverolles, ainsi qu'au Sud-Ouest de Montgaroult. Les blocs silicifiés les plus importants ont été rencontrés sur une colline au sud-Est de Faverolles, près du hameau de Bellaunay (cf. chapitre R5).

L'étude des lames minces (M. Rioult) a été entreprise, en particulier sur des échantillons prélevés dans un champ à 300 m au Sud de l'Etang des Rosses, au Sud-Sud-Est de Vrigny. Plusieurs types de microfaciès ont été reconnus ici, avec des silicifications plus ou moins ferrugineuses, jaunâtres à rosées affectant d'anciens calcaires oolithiques et bioclastiques : Calcaires oolithiques de Sarceaux (Bathonien moyen à supérieur) ou beiges à brunâtres dans une ancienne calcarénite ou calcirudite bioclas-

tique : Calcaire à bryozoaires d'Argentan (Bathonien supérieur). Plus particulièrement observée dans le premier de ces faciès, une phase de dissolution en milieu acide a solubilisé les éléments aragonitiques et parfois même les bioclastes calcitiques. Les résidus de dissolution, sédimentés par gravité dans les vides de la roche, ont été plus ou moins imprégnés par des oxydes de fer avant que n'intervienne l'épigénisation en silice. Un dernier type de silicification est lité, verdâtre à brunâtre et très ferrugineux. Certaines plages montrent des éléments résiduels (bioclastes, oolithes) mais il ne subsiste plus généralement qu'une faible partie de la trame de la roche originelle, envahie par des croûtes ferrugineuses et siliceuses. Les feuilletés sont affectés de petites cassures centimétriques, liées à des tassements ; la silice fige ces structures et comble les vides : calcédonite dans un plasma ferrugineux ou mosaïque de quartz drusiques dans les cavités de dissolution. Il s'agit ici vraisemblablement de croûtes résiduelles d'origine pédologique.

Au Nord de la Bellière, près de l'Étre Clouet, quelques moules internes et empreintes de bivalves, dont des trigonies, ont été observées à la surface des nombreux blocs résiduels de calcaires bathoniens silicifiés.

Ces diverses données n'ont permis de reconnaître que les calcaires d'âge bathonien moyen et supérieur dans les faciès épigénisés. Quant aux calcaires du Bajocien supérieur (voir j1c), il s'amincissent vers le Sud de la région étudiée et leur disparition est vraisemblable sur les massifs paléozoïques. Il n'en est pas de même au Sud-Ouest de Montgaroult où les calcaires silicifiés sont limités à une butte soulevée par la tectonique. De part et d'autre de celle-ci, les calcaires du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur affleurent près de Vaux-le-Bardoult et de Sérans par exemple et devraient donc être trouvés sur la butte parmi les dalles de calcaires silicifiés ; or ils manquent ici. Cette absence peut s'expliquer si l'on tient compte de l'origine de la silicification. La silice aurait été solubilisée sous l'action d'une forte pédogenèse dans un ancien sol recouvrant les calcaires jurassiques. Ce sol comportait souvent des éléments capables de fournir cette silice : silex du Bathonien inférieur et à défaut de ceux-ci, vestiges de la glauconie de base du Crétacé. Ces silex sont ainsi présents sur la butte au Sud-Ouest de Montgaroult et la glauconie altérée pourrait exister ici également, mêlée à la formation R5, dont la matrice argileuse a des couleurs très bariolées (déblais d'une mare au sommet de la butte). Aux vestiges possibles de la glauconie crétacée pourraient s'ajouter des formations détritiques colluvionnées depuis les massifs anciens, dans les affleurements de R₂ les plus méridionaux.

La silice aurait ainsi épigénisé les calcaires situés immédiatement sous le sol, ces bancs appartenant suivant le stade atteint localement par l'érosion, au Bathonien supérieur ou au Bathonien moyen. Les couches inférieures encore carbonatées, pouvaient comprendre selon le cas, tout ou partie des calcaires du Bathonien moyen et inférieur et les calcaires du Bajocien supérieur, lorsque ces derniers existaient. Tous ces niveaux carbonatés inférieurs ont pu être dissous par les circulations d'eaux souterraines, que ce soit avant ou après l'épigénisation en silice des bancs calcaires supérieurs. Des fragments décimétriques de calcaire silicifié du Bathonien supérieur, encore partiellement carbonatés, ont été trouvés sur le massif paléozoïque, à 800 m à l'Est de l'Étre Clouet. Ici, la silicification partielle de couches élevées du Bathonien, montre que cette

épigénéisation d'origine pédogénétique n'a probablement agi que sur quelques mètres d'épaisseur, à la partie supérieure des calcaires affleurant à la surface de la pénéplaine ; d'autre part, la dissolution limitée des carbonates en ce cas précis peut s'expliquer par la position de ce gisement, d'étendue restreinte et proche d'une ligne de crête de grès paléozoïques, où l'action des eaux souterraines a été limitée depuis longtemps dans ces témoins résiduels du Jurassique moyen.

Alors que sur la feuille Alençon à 1/50 000, l'épigénéisation en silice des roches poreuses et perméables du Jurassique inférieur et moyen par de la silice, est d'origine hydrothermale dans l'agglomération même d'Alençon, dans les secteurs où elle est associée à des minéralisations en barytine, galène et fluorine (voir la notice explicative de cette feuille), aucune minéralisation n'a été observée dans les calcaires bathoniens silicifiés de la feuille Argentan. Toutefois, l'absence de ces dernières ne constitue pas à elle seule un argument pour justifier l'hypothèse pédogénétique, mais l'étude des microfaciès et la répartition géographique des faciès silicifiés, associées à la morphologie, apportent des données nouvelles à cette dernière hypothèse. En effet, partout où la silicification est développée à grande échelle, les roches silicifiées sont toujours localement, soit au-dessus des formations du Lias, soit directement sur le socle ancien ; nulle part ces silicifications ne sont recouvertes par d'autres dépôts mésozoïques. Sous la glauconie du Crétacé, localement traversée par plusieurs forages, il n'y a pas trace de silicification liée aux argiles de décalcification antérieures ; celles-ci restent peu évoluées (*cf.* chapitre R5). Ceci indiquerait que la silicification est donc postérieure au Cénomaniens sur la feuille étudiée.

Par ailleurs, qu'ils soient cartographiés Rj2 ou associés à la formation résiduelle à silex, les calcaires silicifiés sont observés non seulement en bordure du massif ancien, du Sud de Vrigny à Faverolles, où cette disposition plaide pour une origine pédogénétique de la silice, mais également sur la butte soulevée par la tectonique au Sud-Ouest de Montgaroult. Ce dernier gisement, bien délimité, est particulièrement instructif. Seule une silicification liée à une pédogenèse continentale peut rendre compte de cette localisation, car une minéralisation d'origine hydrothermale aurait affecté les calcaires jurassiques des compartiments abaissés par la tectonique, près des lignes de fractures. Un sol n'a pu s'établir au sommet des calcaires bathoniens de la butte au Sud-Ouest de Montgaroult, qu'après la phase tectonique qui a délimité ce secteur. Cette phase est nettement postérieure au Cénomaniens inférieur, connu surtout grâce à des sondages dans cette région. La discordance de la glauconie crétacée, très progressive d'Est en Ouest sur les terrains jurassiques montre que ces derniers avaient été affectés par des mouvements épirogéniques, mais qu'ils étaient loin d'être morcelés par des failles à cette époque, comme ils le sont actuellement. La tectonique responsable de ces jeux de failles est sans doute tertiaire, avec une réactivation locale probable au début du Quaternaire (voir Géologie structurale). La pédogenèse qui a eu lieu sous un climat chaud et humide et qui est à l'origine des silicifications s'est peut-être développée à la fin de l'Eocène et de toute façon après l'érosion des terrains crétacés (butte près de Montgaroult).

RS. Formation résiduelle à silex bathoniens, souvent solifluée. La formation résiduelle à silex bathoniens est cartographiée dans les parties centrale et occidentale de la feuille ; elle y couvre des replats, ainsi que les versants de vallons voisins où elle est largement solifluée.

Au niveau des replats, elle repose généralement sur les terrains liasiques, sableux ou argileux, parfois sur les couches du Briovérien, ou encore sur les calcaires jurassiques au Nord de la feuille : région de Bissey et de Montgaroult. Les silex, plus ou moins fragmentés, sont souvent disséminés dans une abondante matrice argileuse ou argilo-sableuse.

Une formation résiduelle à silex, anté-cénomaniennne, a été découverte par forages (3-27) au Sud-Ouest de Montgaroult. Ici, deux forages à la tarière, distants de deux mètres, ont mis en évidence l'un 0,2 m et l'autre 3,4 m d'une argile brun-chocolat à petits fragments de silex ; cette argile repose en poche d'altération dans les bancs sommitaux du Calcaire d'Ecouché (Bathonien inférieur). Elle est recouverte par plusieurs mètres du faciès de la glauconie de base du Crétacé. Cette ancienne formation résiduelle à silex a été aussi observée par forages à l'Ouest de la feuille, où la glauconie albo-cénomaniennne repose sur les argiles du Toarcien ; le sommet de ces argiles est altéré et remanié sur quelques décimètres et prend une couleur brun-chocolat à brun-gris. Des silex bathoniens sont disséminés dans ce faciès, en fragments noirs (sondage 2-02 près de Giel - Courteilles) ou blanchâtres et cacholonisés (sondage 1-07 près de Pointel).

Les affleurements de la formation RS sur les calcaires du Jurassique moyen sont peu étendus. A 600 m au Sud de Montgaroult, les talus d'un carrefour de la route D 15 permettent d'observer cette formation sur 1 m d'épaisseur, au-dessus de quelques pointements de calcaire du Bathonien inférieur ; de nombreux et gros silex bathoniens sont emballés dans une matrice argileuse de couleur brun-chocolat à brun-rouge foncé. A l'Ouest de Boucé, les calcaires jurassiques épais d'environ 1 m, reposent sur les couches du Briovérien ; latéralement ces calcaires sont parfois dissous et les parois d'une ancienne fouille permettent d'observer le remplissage d'une poche karstique. A la base, une lentille d'argile brune, d'épaisseur décimétrique, vient au contact de la tranche érodée des bancs calcaires, puis des terrains briovériens, tandis que le reste de la poche est occupé par une argile brun-rouge.

Les affleurements de la formation RS sur les sables liasiques sont particulièrement étendus à l'Ouest et au Sud-Ouest d'Ecouché ; dans cette dernière direction, une fouille ouverte sur 1,5 m ($x = 415,74$; $y = 1112,46$; $z = 203$ m) a permis d'observer quelques gros silex dispersés dans une abondante matrice argilo-silteuse brun-rouge. Dans la même position stratigraphique sur le Lias, un sondage à la tarière au Nord-Nord-Est de Lougé-sur-Maire ($x = 412,14$; $y = 1115,50$; $z = 224,5$ m) n'a atteint de gros silex qu'à 3 m de profondeur ; de 0 à 3 m, l'argile qui contient de petits fragments de silex et qui devient plus sableuse vers sa base, est très colorée et bariolée : brun-jaune à rouge et violacé ou vert-bouteille.

Les analyses minéralogiques de la matrice argileuse de la formation RS ont été entreprises pour les échantillons prélevés dans ces différents

affleurements. Dans la formation anté-cénomaniennne à silex, reconnue en forages, l'illite et la smectite (ou des interstratifiés illite - smectite dans le forage près de Pointel) sont en proportions voisines tandis que la kaolinite est accessoire. Dans les affleurements de R5 sur les calcaires jurassiques (Sud de Montgaroult) ou à leur contact (Ouest de Boucé), la kaolinite, l'illite et la smectite sont en proportions voisines, mais cette dernière reste légèrement prédominante. Sur les terrains liasiques, l'analyse faite dans la fouille citée au Sud-Ouest d'Ecouché indique que la kaolinite et l'illite en proportions égales dominant nettement des interstratifiés illite - smectite. Quant au sondage signalé au Nord-Nord-Est de Lougé-sur-Maire, un échantillon d'argile bariolée prélevé à 2,30 m de profondeur montre que l'illite presque exclusive est accompagnée d'un peu de kaolinite tendant vers la métahalloysite et l'on y note la présence de goethite.

Ces analyses diffractométriques permettent de constater que la matrice argileuse de la formation à silex anté-cénomaniennne reste peu évoluée, puisque la proportion de smectite y est notable, alors que celle de la kaolinite y est toujours très faible. Cette première formation résiduelle témoigne cependant d'une érosion karstique de la surface continentale avant la transgression albo-cénomaniennne.

A l'affleurement, sur les calcaires jurassiques ou à leur contact, dans les deux gisements étudiés (Sud de Montgaroult et Ouest de Boucé), la matrice argileuse est un peu plus évoluée, la kaolinite étant mieux représentée, mais la smectite reste légèrement prédominante. Au Sud de Montgaroult, on pourrait ainsi avoir un vestige de la formation à silex anté-cénomaniennne, qui n'aurait été que modérément altérée par la suite ; ceci pourrait s'expliquer ici par une érosion tardive de la glauconie de base du Crétacé, dont plusieurs affleurements subsistent près de ce village. Il n'en est sans doute pas de même près de Boucé, où la glauconie doit être érodée depuis plus longtemps ; l'argile étudiée ici à une composition minéralogique voisine de celle des argiles d'altération du Briovérien. Le remplissage argileux de cette poche pourrait en ce cas correspondre pour l'essentiel à des colluvions très anciennes, provenant des terrains briovériens altérés affleurant largement dans ce secteur et piégées dans une cavité superficielle.

Dans les affleurements de R5 sur les sables liasiques, la matrice argileuse paraît être très évoluée ; c'est le cas dans la fouille signalée au Sud-Ouest d'Ecouché où la kaolinite est dominante, mais la matrice argileuse pourrait provenir d'un remaniement des argiles IA. Dans le sondage au Nord-Nord-Est de Lougé-sur-Maire, la prédominance de l'illite et d'autre part la couleur bariolée de l'argile, évoquent plutôt une argile d'altération de la glauconie de base du Crétacé. Dans plusieurs forages à la tarière près de là, l'argile à petits fragments de silex rencontrée dans les premiers mètres, a montré en effet des teintes rouges ou violacées à vert-bouteille etc., qui rappellent ce faciès d'altération, déjà observé ailleurs dans cette région (voir n7-c1).

La formation résiduelle à silex visible à l'affleurement peut donc avoir une histoire complexe. Elle doit provenir pour une part de l'ancienne formation à silex anté-cénomaniennne, altérée et développée à la faveur des pédogénèses tertiaires et quaternaires.

Lorsque la formation RS repose sur les couches argileuses ou sableuses du Lias, la partie supérieure de ces dernières a déjà pu être altérée lors des pédogenèses post-cénomaniennes. Par la suite, les cryoturbations et solifluxions au Quaternaire ont favorisé un mélange de la formation résiduelle à silex et des couches altérées du Lias.

Sur les calcaires jurassiques qui devaient encore exister sur d'importantes surfaces après le Cénomaniens, les pédogenèses tertiaires à quaternaires et les circulations d'eaux souterraines à la base des calcaires pourraient être responsables de la dissolution complète de ceux-ci au Sud-Ouest et à l'Ouest d'Ecouché, sur une largeur d'environ 5 km en direction de Rânes et de 6 km en direction de Briouze ; les argiles de décarbonatation ainsi élaborées se seraient ajoutées à l'ancienne formation résiduelle à silex antécénomanienne. En effet, sur la bordure méridionale des affleurements jurassiques, une pédogenèse tertiaire (voir R_{j2}) est responsable de la silicification des calcaires jurassiques qui affleuraient encore largement avant cette épigénèse. La disparition des carbonates des calcaires jurassiques entre ces affleurements méridionaux de R_{j2} conservés par la silicification et les calcaires qui affleurent encore largement à Ecouché même, se place donc au cours de l'époque tertiaire, sans doute en plusieurs phases, avant, pendant et postérieurement à la silicification. Enfin, la glauconie albo-cénomanienne a probablement recouvert la totalité des couches d'âge jurassique dans cette région et les argiles résiduelles qui en proviennent ont pu recouvrir la formation résiduelle à silex et se mêler localement à elle, ce qui pourrait être le cas, en particulier entre Batilly et Fromental, d'après les observations faites dans plusieurs forages à la tarière.

Les anciennes fouilles de recherche du fer sont parfois localisées sur les terrains cartographiés en formation résiduelle à silex. Le minerai de ces fouilles pouvait être lié à la formation RS elle-même ; parfois cependant, il a été exploité dans la couche sommitale altérée du Lias argileux, sous la couverture d'argile à silex (voir : gîtes minéraux).

Sur l'ensemble des affleurements, la formation résiduelle à silex, souvent composite et nettement plus évoluée que celle d'âge anté-cénomaniens, varie en épaisseur de quelques décimètres à plus de cinq mètres.

RS-R_{j2}. Mélange de silex de RS et de dalles de calcaires silicifiés provenant de R_{j2}. Des dalles et parfois des blocs de calcaires silicifiés se mêlent à la formation résiduelle à silex avec laquelle ils sont cartographiés sur les replats au sommet des terrains liasiques du Sud et du Sud-Ouest de la région étudiée : région de Rânes et de Faverolles, ainsi que sur une butte soulevée par la tectonique au sud-Ouest de Montgaroult (cf. R_{j2}). En outre, les fréquentes dalles de roches silicifiées et les blocs résiduels, parfois soliflués sur le socle ancien, sont notés ponctuellement sur la feuille. Quelques dalles ont été observées sur la formation RS au sud-Est de Fromental et de petits fragments de calcaires silicifiés ont été recueillis au sein de la formation à silex, à 3,5 m de profondeur, dans un sondage à la tarière à l'Est-Sud-Est du même village (x = 410,93 ; y = 1115,94 ; z = 235 m). Ces divers éléments résiduels paraissent tous provenir de l'altération des calcaires du Bathonien moyen à supérieur.

C. Formations de versant indifférenciées : éléments grossiers ou fins mis en place par solifluxion et ruissellement. Ces formations tapissent la quasi totalité des versants mais n'ont été représentées que localement, où elles sont épaisses et ne laissent pas apparaître la nature du substrat.

Principalement mises en place pendant les grandes périodes de dégel, en particulier à la fin du weichselien, les formations de gélifluxion affleurent généralement sur les parties moyenne et supérieure des versants. Elles sont essentiellement constituées de fragments lithiques (gélifracsts) et de cailloux, blocs ou galets résiduels, emballés dans une matrice sablo-limono-argileuse. La nature des éléments et de la matrice varient en fonction de la composition du substrat. Citons par exemple: les galets de la formation Rj, des alluvions anciennes et de l'épandage K ; les silex de la formation RS ; des fragments de cornéennes ou de blocs de granite. Certains d'entre eux proviennent de terrains que l'érosion a fait entièrement disparaître. Ainsi, au Nord et au Nord-Ouest d'Argentan, on observe dans les formations de versant, des fragments centimétriques à décimétriques de chailles décalcifiées provenant des couches carbonatées cénomaniennes, éliminées du secteur par dissolution et érosion (talus de la RN 158 et replats voisins, au SE du Pont des Vaux ; $x = 424,74$; $y = 1120,84$; $z = 187$ m). La matrice est sableuse sur les granodiorites, riche en limons et en argile sur les terrains briovériens. Elle est fréquemment limoneuse et lessivée (beige) en surface; plus argileuse, ocre à rougeâtre, en profondeur.

L'épaisseur des formations de gélifluxion atteint et dépasse fréquemment 2 m. Les éléments sont souvent disposés n'importe comment dans la matrice, mais un litage fruste, parallèle à la pente, les caractérise assez bien, quelles soient caillouteuses ou sableuses (arènes litées). Localement, elles ont une disposition en poches due aux phénomènes de cryoturbation pendant les dégels.

Sur les versants escarpés formés par les cornéennes et les grès armoricain, les formations de gélifluxion sont particulièrement riches en cailloux et blocs et peuvent être classées parmi les *head*. Sur les cornéennes, la matrice est fréquemment rougeâtre. Très grossier et très épais, le *head* sur grès armoricain a été traité comme une formation particulière, notée 5. Les éboulis de gravité sont localisés au pied des rochers de Grès armoricain; ils sont représentés par un figuré particulier et notés E.

Dans la partie inférieure des versants et dans les parties déprimées, les formations de gélifluxion sont généralement recouvertes par des colluvions sableuses ou limoneuses, déposées par les eaux de ruissellement, principalement à l'Holocène et à l'époque historique. Ces colluvions, dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 2 m en bas de versant, sont hydromorphes dès que les conditions de drainage sont mauvaises et prennent un faciès pseudogley (teintes panachées blanc-gris et ocre) si l'engorgement est temporaire et un faciès gley avec éventuellement une évolution tourbeuse si l'hydromorphie est quasi permanente. Les colluvions sableuses sont souvent blanchies par hydromorphie (sols lessivés à tendance podzolique). Sur les versants en pente douce des vallées secondaires, les colluvions passent insensiblement aux alluvions Fz, de nature voisine.

E. Eboulis de gravité : blocs de grès. Des cônes d'éboulis sont localisés au sud de La Bellière, dans la traversée en cluse du Grès armoricain par le ruisseau de Gastine. Constitués de blocs de grès anguleux, ils sont peu actifs et en partie fixés par la végétation.

S. Formations de solifluxion sur le pourtour des massifs paléozoïques : blocs de grès, matrice sableuse ou sablo-argileuse. Au pied de la zone d'affleurement du Grès armoricain, dans le synclinal de La Coudraie et surtout au nord du synclinal de Sées, les versants sont tapissés par une épaisse formation de solifluxion à blocs de grès, dont la longueur dépasse fréquemment 30 cm. Au Nord du synclinal de Sées, l'épaisseur de la formation atteint et dépasse souvent 4 m et les blocs sont suffisamment nombreux pour faire obstacle à la traversée de la formation par une sondeuse équipée d'une tarière. La matrice est sableuse mais assez argileuse car elle provient du remaniement des altérites du Grès armoricain pouvant contenir 30 % de particules inférieures à 2 µm comprenant de la kaolinite (40 % de la fraction argileuse environ ; indication orale de J. Pellerin). Elle est souvent grise en surface mais ocre en profondeur (présence de goethite et d'hématite) et fréquemment blanchie par hydromorphie.

Limons plus ou moins argileux, d'origine loessique pour l'essentiel. Des formations limoneuses, d'origine éolienne pour l'essentiel (loess) couvrent d'assez larges surfaces, en particulier dans la plaine d'Argentan et dans la dépression du Houlme. Dans la plaine d'Argentan, elles ont été notée LP (limons des plateaux) comme dans l'ensemble du bassin de Paris. Sur le socle, la notion de limon des plateaux ne convient plus ; leur allochtonie est particulièrement évidente sur les granites manceliens et se reconnaît même sur les siltites du Briovérien (granulométrie différente des altérites). En outre cette couverture limoneuse se relie progressivement vers l'ouest aux loess typiques du Cotentin (feuille à 1/50 000 Avranches) notés C. Quelques différences dans l'évolution pédologique de ces limons loessiques par rapport à ceux des plateaux de la plaine d'Argentan, justifient un changement de notation qui ne doit cependant pas faire oublier la parenté entre les deux matériaux.

C. Limons loessiques non carbonatés sur socle ancien, d'âge weichselien pour l'essentiel. Principalement répartis sur des points hauts et sur des versants exposés au Nord-Est, à l'Est et au Sud-Est, les limons C se reconnaissent par leur grande homogénéité et leur teinte marron à l'état humide, beige à l'état sec, moins grise que celle des altérites. Ils sont très doux au toucher ("terre douce") et donnent des sols faciles à travailler. Leur épaisseur est généralement faible et dépasse rarement 1,5 m. A l'est de Rânes, ils sont fréquemment hydromorphes et prennent un faciès pseudogley (teinte panachée ocre et beige) plus difficile à distinguer des altérites qui ont fréquemment ce faciès. Cependant l'étude granulométrique permet aisément de les différencier. La fraction limoneuse (2 à 50 µm) compte pour 60 à 75 % du matériau, avec une prédominance des particules comprises entre 10 et 30 µm (mode voisin de 20 µm ; médiane proche de 15 µm). La courbe est unimodale, en forme d'S en coordonnées semi-logarithmiques et le matériau est nettement trié à la différence des altérites. La fraction argileuse constitue en général 20 à 23 % du matériau, les sables (50 à 100 µm) étant moins représentés : 10 à 20 %. Les limons C renferment un peu de feldspaths (plagioclases) et de micas ;

leur fraction argileuse est constituée de kaolinite, d'illite et de smectites, en proportions sensiblement égales. Les smectites sont généralement impures et mêlées à d'autres minéraux argileux (interstratifiés irréguliers).

En coupe, on observe souvent une superposition de deux types de limons. Le limon supérieur est généralement meuble, d'aspect loessique typique, aéré de fins canalicules laissés par la nécrose de radicelles ; ou encore finement granuleux et remanié par colluvionnement. Plus rarement, il est décoloré (sol lessivé). Son épaisseur est généralement inférieure au mètre. Le limon inférieur est plus compact, brun ocre, fréquemment à taches gris-beige clair (ébauche de faciès pseudogley ; tendance hydromorphe).

L'âge des limons **CE** n'est pas connu avec précision mais par analogie de faciès avec les loess des régions voisines (Lautridou, 1985), il est possible de les rapporter principalement au dernier cycle glaciaire du Quaternaire (Weichseilien). Ils proviennent probablement du remaniement par le vent des altérites du socle armoricain et des limons marins de la Manche, en grande partie exondée pendant les périodes froides du Quaternaire.

LP. Limons, parfois carbonatés sur les terrains secondaires. Déposés sur les terrains mésozoïques où ils sont encore parfois carbonatés, sur les formations résiduelles qui en dérivent ou à proximité immédiate de ces deux types d'affleurements, les limons LP se différencient des limons plus argileux qui recouvrent le socle et qui ont été notés **CE**.

Ils forment une couverture assez continue sur les plateaux de calcaires jurassiques aux environs d'Argentan, particulièrement dans la région de Moulins-sur-Orne et se sont déposés sur les pentes faibles à l'abri des vents d'Ouest dominants.

Décarbonatés sur environ 1,6 m, ces limons sont tout à fait comparables aux loess calcaires de la campagne de Caen : granulométrie analogue de type éolien, très bon classement avec prédominance de la fraction 20-50 μm , médiane autour de 30-40 μm , teneur en argile variant à l'origine de 12 à 15 %. Entre Sarceaux et Fleuriel, des sables calcaires triés par le vent (médiane 200 à 250 μm), s'interstratifient localement dans les couches de loess.

Dans la moitié occidentale de la feuille, les limons forment des placages réduits sur les affleurements de la formation résiduelle à silex ; ils sont alors plus argileux que sur les calcaires jurassiques et ont des couleurs variées : jaunâtre à ocre ou gris et exceptionnellement brun-rouge. Les sols bruns lessivés, développés sur les limons dans les campagnes d'Ecouché et d'Argentan, constituent d'excellentes terres à céréales. Sur les plateaux calcaires, l'épaisseur moyenne des limons est de 1,8 m à 2 m ; elle peut atteindre 3 m près d'Argentan et même 4 m près d'Ecouché. A l'Ouest de cette ville, 9 m de limons ont été traversés dans un forage où ils appartiennent à un gisement de versant, près du lieu-dit "les Canards", en rive gauche de l'Orne. Les placages de limon, reposant sur les affleurements de la formation résiduelle à silex, ont une épaisseur réduite.

K. Épandage torrentiel de Goult et de la Bellière. Fragments, dalles et blocs de grès, non usés à subémoussés, souvent colorés, brun-rouge ou ocre. Dans le Sud-Est de la région étudiée, près des villages de Goult et de la Bellière, une nappe d'épandage de cailloutis grossiers est cartographiée sur un glaciaire incliné vers le Nord et qui recoupe les terrains briovériens. Ce glaciaire est lui-même entamé par le lit de deux torrents, la Cance et le ruisseau de Clairefontaine, qui s'écoulent vers le Nord et qui proviennent du massif paléozoïque d'Ecouvès, dont le point culminant atteint 413 mètres (feuille Alençon à 1/50 000).

L'un de ces placages de cailloutis, celui de Goult, s'allonge du Sud au Nord sur près de trois kilomètres en passant de 250 à 200 mètres d'altitude.

Ce cailloutis à gros galets est parfois empâté dans une matrice argilo-limoneuse et sableuse hydromorphe qui présente un faciès de pseudogley ; il contient aussi de nombreux blocs et des dalles de grès ou de quartzites ; dans l'affleurement le plus septentrional près de Cordey, il comporte encore des blocs qui peuvent atteindre 30 cm de longueur. La majorité de ces galets et blocs ont des arêtes subémoussées ou même non usées, tandis que certains d'entre eux, en plus petit nombre, se montrent relativement usés. Ces blocs ont souvent une patine brun-rouge ou ocre et sur les galets les plus usés, on constate que cette patine vivement colorée est recoupée par les facettes d'érosion mécanique ; le façonnement torrentiel est donc plus récent que cette patine.

Sur le territoire de la feuille Argentan, les modalités de mise en place de cet ancien épandage restent mal connues. Pour G. Kuntz, le cailloutis se serait déposé sur le glaciaire sous climat périglaciaire au Pléistocène, probablement inférieur. Les éléments peu usés, prédominants, pourraient provenir indirectement des nombreuses coulées de solifluxion qui descendaient alors sur les pentes du massif paléozoïque lui-même. Les blocs de ces coulées, remaniés par des torrents temporairement très actifs auraient été rapidement transportés et immédiatement déposés sur le glaciaire, au débouché de gorges encaissées dans les terrains paléozoïques ; ainsi les galets et blocs n'auraient pas subi d'usure notable au cours d'un transport limité à quelques kilomètres. Le haut bassin versant du torrent principal, la Cance, très étendu sur le territoire de la commune de la Lande de Goult (feuille La Ferté-Macé à 1/50 000) a probablement fourni la majeure partie de ce cailloutis. Ce dernier proviendrait alors d'anciens éboulis, déjà fortement altérés à cette époque, avec blocs à patine très colorée acquise dans un ancien sol oxydant, sous climat chaud à courte saison pluvieuse, au pied de la barre de Grès armoricain. Au début du Pléistocène, la solifluxion et le remaniement torrentiel rapide auraient entraîné ces blocs, dont l'altération initiale dans l'éboulis pourrait dater du Tertiaire. Des blocs éboulés à patine de couleurs vives, brun-rouge ou ocre, sont également connus plus au Sud-Est, sur le versant nord-est du massif paléozoïque de Perseigne (feuille Alençon à 1/50 000), où ils sont mêlés à des coulées de solifluxion et alors cartographiés en colluvions.

Une autre interprétation est proposée par J. Pellerin. Pour lui, l'état d'altération des blocs de quartzite trouvés dans la nappe d'épandage de Goult et de la Bellière est relativement important par rapport à l'altération observée dans les cailloutis de toutes les autres nappes alluviales,

situées plus en aval ; une porosité de 4 % est mesurée en effet jusqu'au coeur de blocs de 15 à 20 centimètres de diamètre, ce qui témoigne d'un départ de silice. Si les blocs gréseux colorés de l'épandage ont bien subi des retouches mécaniques postérieures à cette patine, de tels blocs ou galets sont cependant rares dans les nappes périglaciaires éloignées du massif paléozoïque. Par ailleurs, dans le cailloutis de Goult et de la Bellière, la proportion d'éléments usés paraît augmenter lorsqu'on s'éloigne de ce massif, suivant un gradient qui rappelle les épandage pierreux des régions dont l'aridité est assez marquée. D'après cet auteur, les crues torrentielles qui ont assuré la mise en place de cet épandage, auraient eu lieu à une époque qui reste mal déterminée : fin du Tertiaire ou début du Quaternaire, sans que l'on puisse dire que le climat était chaud ou froid.

Quoiqu'il advienne des deux interprétations en présence, cette nappe d'épandage est probablement très ancienne. Il pourrait en être de même pour un placage de cailloutis observé en dehors de la région étudiée, au Nord-Est d'Argentan et au SSW de Tournai-sur-Dives, lors du début des levés géologiques de la feuille Vimoutiers à 1/50 000 (G. Kuntz). De petits blocs de grès provenant sans doute de terrains tertiaires, ainsi que des chailles et silex fragmentés provenant de terrains du Crétacé, tous très peu usés ou pratiquement non usés, sont déposés dans le prolongement nord d'une vallée sèche qui traverse les collines de la forêt de Grande Gouffern. Les silex et chailles n'ont que peu de patine, alors que les grès sont brun-rouge. La faible usure et surtout la fragmentation des silex et chailles, suggèrent un transport à l'occasion de crues violentes d'un torrent en régime périglaciaire.

F. Alluvions anciennes indifférenciées. Cailloutis, sables. Les alluvions anciennes de la Cance et de l'Udon, ainsi que celles de l'Orne, à Ecouché et en aval de cette ville, n'ont pu être différenciées et sont cartographiées sous le symbole F. Ces dépôts de cailloutis généralement grossiers et parfois de sables, correspondent selon toute vraisemblance, à plusieurs nappes alluviales qui sont difficiles à délimiter sur le terrain ; il en est ainsi pour les gisements cartographiés près d'Avoine et d'Ecouché, composés de deux nappes ou plus. En outre, dans la plupart des cas, les faibles décalages altimétriques entre ces différents niveaux, dont les altitudes relatives s'échelonnent de quelques mètres à 10 ou 12 mètres en général, ne permettent pas d'assurer des corrélations précises à distance.

Ces dépôts alluviaux anciens sont constitués de galets de quartzite, de quartz, de cornéennes, etc. dans une matrice argileuse ou argilo-sableuse. Des silex et parfois des galets de la base du Jurassique s'ajoutent à ces éléments du socle, à la traversée des terrains secondaires. Dans les gisements alluviaux inférieurs, les galets de schistes gréseux et de granite sont altérés, tandis que ces mêmes galets ont complètement disparu dans les gisements alluviaux les plus élevés, où l'altération fut plus importante. Ces dépôts, témoins de nappes étagées plus ou moins remaniées et diversement altérées, sont souvent réduits à moins d'un mètre d'épaisseur, sauf au débouché des cluses et gorges où se sont alors formés de véritables cônes de déjection comme dans l'axe de la vallée de la Cance à Avoine et du ruisseau des Landelles, en aval de Ménil-Scelleur.

Dans la vallée de la Cance, plusieurs nappes, mal délimitées, existent ainsi près d'Avoine, entre 2 et 12 mètres d'altitude relative ; un sondage réalisé à 8 mètres au-dessus de la rivière ($x = 421,60$; $y = 111,31$; $z = 168$ m) a rencontré 5 mètres d'alluvions sans en atteindre la base ; une matrice argilo-sableuse brun-rouge accompagne les cailloutis et devient même prédominante de 2,60 à 4 m de profondeur où elle emballé des graviers de grès.

Dans la vallée de l'Udon, un lambeau d'alluvions anciennes épais de 0,50 m, a été observé sur les couches altérées du Briovérien, 5 m au dessus du cours d'eau actuel, au lieu-dit "les Châteaux", au Sud-Est de Vieux Pont. Il est constitué de sable limoneux et argileux comprenant des grains de quartz remaniés d'arènes granitiques et renfermant quelques cailloux un peu émoussés de cornéennes et de quartz, d'une taille inférieure à 3 cm.

Dans la vallée de l'Orne à Ecouché, les alluvions anciennes recouvrent une grande surface, comprise entre 1 et 5 à 6 m au-dessus du niveau des cours d'eau voisins ; on pourrait éventuellement distinguer ici deux niveaux alluviaux, mal délimités sur le terrain. En aval de cette ville et au Nord-Est de Batilly, un affleurement d'alluvions grossières est localisé en rive gauche de l'Orne, entre 18 et plus de 30 m au-dessus du fleuve. A la partie supérieure du gisement alluvial, des silex soliflués depuis les affleurements voisins de la formation résiduelle à silex, se mêlent aux cailloutis alluviaux. Cette dernière altitude relative, voisine de 30 m, est nettement plus importante que celle des alluvions anciennes les plus élevées d'Ecouché. Ceci s'explique sans doute par des rejeux récents de failles observés au Nord-Est de Batilly. Ce secteur est situé dans la partie amont des gorges encaissées de l'Orne dont le cours est alors affecté de méandres ; les terrains ont probablement été relevés ici d'une façon notable par la néotectonique au cours du Quaternaire.

Fx, Fw. Alluvions anciennes de la vallée de l'Orne. Des cailloutis grossiers d'origine alluviale ont été reconnus à Argentan et immédiatement en aval de cette ville. Deux niveaux alluviaux sont ici distingués par la cartographie, contrairement aux dépôts alluviaux situés plus en aval et notés en alluvions indifférenciées F. Ces cailloutis sont répartis en deux nappes, la première de haut niveau à 10-12 m d'altitude (Fw) par rapport au cours actuel de l'Orne et la seconde de bas niveau, dont l'altitude relative est 5 à 7 mètres (Fx).

Ces dépôts peu épais sont constitués de galets de grès, de quartzite, de quartz et de silex, etc. dans une matrice argileuse ou argilo-sableuse qui contient 22 à 28 % d'argile. Les galets de schistes gréseux sont altérés (Fx) ou ont disparu (Fw). On retrouve ainsi certaines caractéristiques des nappes alluviales du Quaternaire moyen ou ancien de la vallée inférieure de l'Orne (J. Pellerin, 1977), sans que des corrélations précises puissent cependant être établies avec celles-ci.

Alluvions weichséliennes (Fy) et holocènes (Fz) :

Fy-z. Alluvions récentes indifférenciées

Fz. Limons plus ou moins sableux et argileux

Tz. Tourbes

Fy. Cailloutis, graviers sableux ; blocs près des reliefs

Fz/Fy. Alluvions superposées (indication ponctuelle). Les alluvions weichséliennes ou würmiennes (suivant que l'échelle stratigraphique de référence soit hollandaise ou alpine), notée Fy, sont très généralement présentes dans le fond des vallées, tandis que les alluvions holocènes (Fz) leur sont superposées. Cependant, ces dernières diminuent d'épaisseur jusqu'à disparaître à proximité des massifs anciens à fort relief. La nappe de graviers de fond (Fy) a les caractères sédimentologiques d'un remblaiement grossier d'origine périglaciaire. Dans les vallées qui traversent ou qui longent les versants où affleurent les calcaires oolithiques du Bathonien moyen, particulièrement gélifs, on note ainsi des apports considérables de sables calcaires.

Des silex proviennent soit de l'érosion des affleurements occidentaux de calcaires du Bathonien inférieur (Ecouché), soit du remaniement des placages de la formation résiduelle à silex. Dans la vallée de la Cance, les alluvions grossières sont constituées essentiellement de galets de grès, de quartzite (Grès armoricain), provenant des terrains paléozoïques du bassin versant de cette rivière, tandis que celui de l'Udon, creusé dans les granites et les schistes précambriens a fourni surtout des galets de ces deux types de roches. Il en est de même dans la vallée de la Rouvre où l'on note également la présence de nombreux galets remaniés du cailloutis de base du Jurassique inférieur détritique, bien représenté dans ce secteur. Ces éléments grossiers, entraînés par les cours d'eau, sont parfois accompagnés de blocs transportés par des radeaux de glace (blocs glaciels) ; dans les alluvions (Fy) de l'Orne, on note ainsi un bloc de granite de 1,50 m de long en aval de Mesnil-Glaise, en face du moulin de la Querie. L'épaisseur des alluvions (Fy) reste mal connue.

Les alluvions holocènes (Fz), sont en général argilo-limoneuses ou même tourbeuses : dans ce dernier cas, elles sont signalées sur la carte par l'indice (Tz) (vallée de l'Houay au Nord et au Sud de Moulins-sur-Orne, vallée de l'Orne en aval d'Argentan, etc.).

Les alluvions holocènes prennent beaucoup d'ampleur dans la zone de confluence des cours d'eau autour d'Ecouché et dans la haute vallée de la Rouvre. En aval d'Argentan, un forage (4-31) les a traversées sur 3,4 m.

Dans les massifs granitiques ou à proximité de ceux-ci, les alluvions holocènes sont généralement sableuses. Sur les assises du Briovérien, elles sont limoneuses et prennent fréquemment un faciès hydromorphe à faible profondeur (pseudogley). Sous le niveau moyen de l'aquifère alluvial, elles sont grises, putrides (gley). Dans la vallée de la Rouvre, l'épaisseur moyenne des limons alluviaux augmente d'amont en aval : 0,7 m à Saint-Georges-d'Annebecq ; 1,5 m à Saint-Hilaire-de-Briouze. Ils reposent le plus souvent sur des sables gris moyens à grossiers (arènes granitiques et altérites des terrains briovériens remaniés) dont l'épaisseur peut atteindre 0,60 m. En-dessous, les alluvions Fy sont peu épaisses et la roche affleure de place en place.

Localement, on observe des accumulations ferromanganiques à la base des alluvions limoneuses (bétain), comme à la Chevalerie, près de Saint-Malô, dans le massif d'Athis.

Flandrien. Dans une "fissure" du Calcaire d'Ecouché vraisemblablement découverte au cours de l'extraction de la pierre de taille, mais sans précision de localisation, A. Bigot a récolté autrefois un assemblage d'ossements datés du Flandrien : blaireau, renard, loup, sanglier, renne, batraciens (G. Dubois, 1928) ; il s'agirait du remplissage d'un terrier de carnassier dans un contexte forestier.

X. Dépôts anthropiques. Les dépôts anthropiques, communaux ou industriels ont été cartographiés ou notés ponctuellement suivant leur importance. Des scories ferrugineuses de couleur sombre, provenant d'anciens hauts-fourneaux, (industrie du fer) ont été notées ponctuellement (X(Fe)) à l'Ouest de Rânes. On observe plus rarement des scories vitreuses, vertes ou bleues, liées soit à d'anciens laitiers, soit à des fabriques de verres colorés.

ℱ*. Accumulation ferromanganique à la base des altérites (type grison du Perche). Sur substrat quasi-imperméable, en situation topographique subhorizontale ou en faible pente, les phénomènes de lessivage et de dégradation pédologiques des altérites fines et plus rarement des limons alluviaux et colluviaux ont accumulé des oxydes de fer et de manganèse. Sous forme de pisolites noirs mats, cette accumulation est localement suffisamment importante pour donner une charpente rigide au matériau limono-argileux, par coalescence des pisolites. Appelée localement "bétain", cette roche peut former localement une carapace dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 20 cm. Très gênante pour l'agriculture, cette carapace a principalement été observée sur les schistes du Paléozoïque, à la base des altérites ou des colluvions ou encore en affleurement lorsque ces formations meubles ont été érodées. Liée à la topographie actuelle, cette roche apparaît récente et date vraisemblablement du Quaternaire supérieur.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La feuille se situe au confins de deux grands ensembles structuraux : le Massif armoricain et le Bassin de Paris. La limite entre ces deux ensembles, au moins aux environs d'Ecouché, ne semble pas être un fait uniquement paléogéographique, mais présente un caractère structural, bien apparent si l'on examine le noeud tectonique d'Ecouché. Ce dernier se situe au point de rencontre de deux accidents importants : la faille Giel-Montgaroult, relayée vers le NW par la faille bordière septentrionale de la granodiorite d'Athis, et la faille de la Cance, au Sud, prolongeant les failles qui limitent à l'Ouest les synclinaux paléozoïques de Sées et de La Coudraie. Ces accidents coïncident approximativement avec la limite de la province paléozoïque de la Mancellia vers le NE et sont probablement hérités d'une zone de faiblesse structurale datant au moins de la fin de l'orogénèse cadomienne (limite Protérozoïque - Cambrien).

* Mentionné dans les signes divers de la légende de la carte, sous les terrains précambriens.

CHRONOLOGIE DES ÉVÈNEMENTS ET DES DÉFORMATIONS

Orogenèse cadomienne. Définie par Bertrand (1921), l'orogénèse cadomienne (du nom latin de la Ville de Caen : Cadomus) est responsable de la déformation des sédiments briovériens, avant le dépôt des assises du Cambrien. L'intrusion des granitoïdes mancelliens, postérieure au plissement des sédiments, est généralement interprétée comme une manifestation tardive de cette orogénèse. Leur âge proche de la limite Protérozoïque-Paléozoïque place l'orogénèse cadomienne à la fin du Protérozoïque supérieur. Si la déformation est polyphasée dans la région à structuration maximale, selon un axe Granville - Saint-Lô, au Nord de l'accident de Granville (Dupret et Le Gall, 1984), elle est monophasée au Sud de cet accident, en particulier dans le territoire couvert par la feuille Argentan. Dans ce dernier domaine, la succession des événements cadomiens peut être ainsi résumée :

- phénomènes de distension contemporains de la sédimentation briovérienne (cf. volcanisme de caractère tholéiitique dans la région de Vassy, Dupret *et al.*, 1985) ;
- métamorphisme général anchizonal, atteignant localement la limite anchizone-épizone, plissement et développement d'une schistosité de fracture, avec localement ébauches d'une schistosité de flux ;
- intrusion des granitoïdes mancelliens, développant dans les sédiments briovériens à proximité une schistosité de flux et un métamorphisme de contact.

Epirogenèse 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 de 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 (F. Gresselin *et al.*, 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. Dans la région, cette orogénèse se place entre le Namurien A et le Westphalien, si l'on extrapole les événements enregistrés par les dépôts carbonifères dans les bassins de Laval (Mayenne) et de Litrzy (Calvados). Elle se manifeste ici par des plissements à large rayon de courbure, des failles directionnelles N 110 à N 130, parfois chevauchantes (feuille à 1/50 000 Flers) et, dans ses manifestations tardives, par une tectonique cassante avec une fracturation

subméridienne et un rejeu, souvent en coulissage des accidents N 110 à N 130. La mise en place du complexe intrusif de Beauvain est liée à cette fracturation hercynienne tardive.

Tectonique posthercynienne : mouvements épirogéniques et rejeux de fractures hercyniennes. Les données morphologiques et paléogéographiques conduisent à penser que des rejeux mineurs de failles ont sans doute eu lieu au cours du Jurassique, avant le Bajocien supérieur. C'est sans doute le cas de l'accident NNE-SSW tracé en tireté dans la vallée de l'Udon, entre Rânes et Ecouché (voir la remarque à la fin du chapitre Pliensbachien). Il en serait de même pour la petite faille NE-SW tracée près de Goulet, car le cailloutis de base du Bajocien moyen à supérieur est limité à un mince cordon dans le bourg, alors qu'une accumulation de galets, épaisse de 1,5 m, a été traversée en forage immédiatement à l'Ouest du village et de cet accident mineur. Cette rapide augmentation d'épaisseur pourrait correspondre à un chenal dans une dépression de la pénéplaine ou être liée directement à un rejeu de la faille. Cependant, les accidents majeurs du territoire étudié ont surtout rejoué après le Céno-manien, des terrains de cet âge (glauconie de base) étant affectés par ces mouvements. La fraîcheur des reliefs de failles réactivées et la position des sables tertiaires de Saint-Patrice-le-Désert (feuille à 1/50 000 La Ferté-Macé) par rapport à la suite d'accidents abaissant les parties occidentales des massifs de granodiorite d'Athis et de La Ferté-Macé, conduisent à poser l'hypothèse de rejeux d'âge tertiaire, voire quaternaire.

L'existence d'une néotectonique est révélée par plusieurs observations. Ainsi, un affleurement d'alluvions anciennes de l'Orne, situé au Nord-Est de Batilly, est surélevé de plus de 20 mètres par rapport aux alluvions anciennes d'Ecouché, localisées plus en amont ; ce décalage vertical indique qu'il y a encore eu des rejeux tectoniques notables au cours du Quaternaire. C'est encore le cas d'une petite faille NE-SW qui marque l'entrée des gorges de l'Orne, à l'Ouest de Sérans. Ce rejeu tectonique récent est confirmé plus à l'aval, par la présence de méandres de l'Orne, encaissés de plusieurs dizaines de mètres dans les terrains briovériens métamorphiques, alors qu'à Ecouché, en amont, le fleuve n'a guère entaillé les terrains jurassiques comparativement plus tendres.

D'un point de vue sismique, la région apparaît assez stable. Aucun épïcêtre de tremblement de terre important n'a été découvert sur le territoire de la feuille Argentan 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 Vogt *et al.* 1979, celui du 30 décembre 1775 qui a ébranlé la région de Caen, 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 SE de Flers-de-l'Orne.

CARACTÉRISTIQUES ET GÉOMÉTRIE DES DÉFORMATIONS

Dans le cadre de la feuille, la connaissance précise des déformations est difficile à établir en raison de la discontinuité des affleurements, de l'absence de coupes continues transversales aux structures et de l'existence d'un manteau de formations superficielles masquant généralement les

contacts entre les différents terrains. Si les observations de charnières de plis, dans les assises du Briovérien, sont exceptionnelles, un certain nombre d'accidents importants ont pu être mis en évidence. Les failles ont été principalement identifiées par des alignements de mylonites ou des évidences cartographiques (limites de formations décalées; contours sécants sur les structures). Les photofractures non confirmées par des arguments de terrain n'ont pas été représentées. En plus des failles figurées, il existe probablement de nombreux autres accidents, en particulier dans le socle, n'apportant pour la plupart que des décalages très faibles et impossibles à mettre en évidence dans un pays où la roche affleure peu.

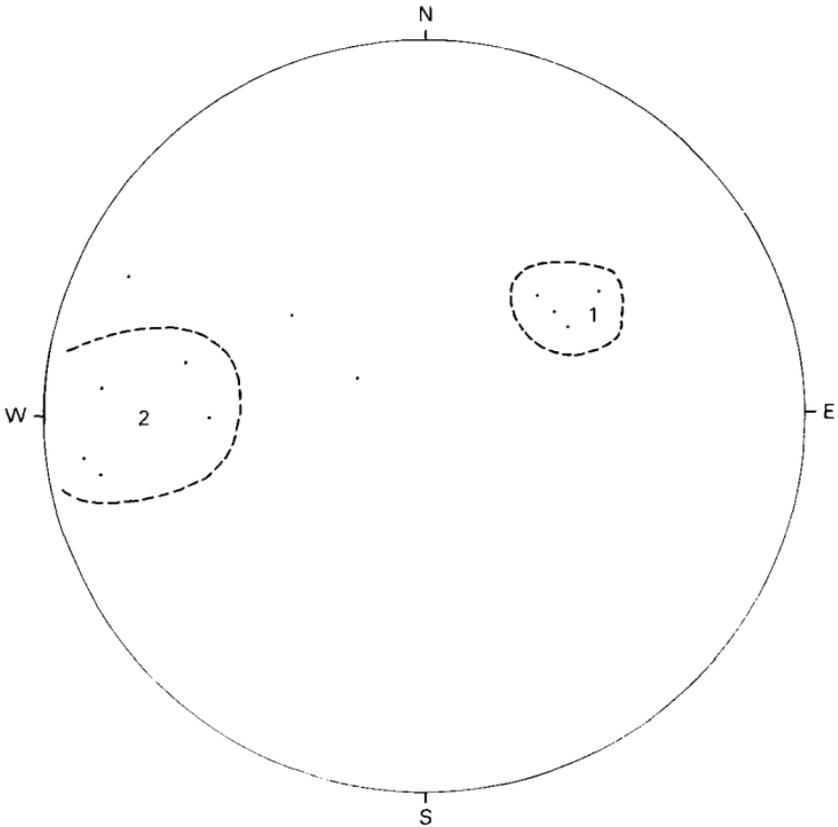
Structures plissées des assises du Briovérien. (Orogenèse cadomienne). Les assises du Briovérien sont fortement déformées en plis synschisteux serrés d'ordre décamétrique à hectométrique. A flancs très redressés, fréquemment subverticaux, ces plis sont généralement légèrement déversés vers le Nord. La mise en place des granites a développé une schistosité locale dans l'auréole de métamorphisme et a probablement contribué à ce déversement. D'orientation N 60° E à N 80° E, les axes de plis présentent fréquemment un plongement vers l'Est (Chantraine *et al.*, 1982 ; Dupret, 1983). La représentation en projection stéréographique des linéations d'intersection entre les plans de stratification et de schistosité (fig.1) confirme l'existence de plis bien réglés dont les axes ont un pendage est, mais en révèle d'autres à axes inclinés vers l'Ouest, de direction plus dispersée. 1 km environ au SW de Giel, un pli d'axe subméridien à pendage assez fort (50°) est probablement lié à un jeu de décrochement oblique de la faille voisine N 20° E.

La schistosité est essentiellement une schistosité de fracture, la schistosité de flux étant rarement exprimée sur le terrain (Le Cruchet, au Sud de Boucé) et apparaissant de façon fruste en plaque mince dans certains faciès silteux. Elle est subverticale et de direction moyenne E-W (fig. 2). Présentant généralement un pendage très fort, tantôt nord, tantôt sud, la stratification a une direction moyenne N 80° E (fig. 3). Dans la vallée de la Cance, aux environs de Boucé, sa direction est fréquemment SW-NE, avec un pendage plus faible, indice de mouvements de blocs à l'extrémité de la granodiorite d'Avoine.

Structures plissées du Paléozoïque. (Orogénèse hercynienne). Les formations cambro-ordoviciennes sont déformées selon des plis à large rayon de courbure d'axe N 110° E environ, presque symétriques. Le synclinal de la Coudraie (synonyme: synclinal de Vrigny) montre bien le style de ces plis. Il est cependant redressé et faillé sur sa bordure septentrionale. L'obliquité de ces structures, par rapport aux plis et à la stratification des assises du Briovérien doit être soulignée. La discordance cartographique entre les terrains paléozoïques et le socle cadomien est également très nette.

Tectonique cassante. Dans la partie armoricaine de la feuille ainsi que sur la bordure du Bassin de Paris, d'assez nombreuses failles ont été mises en évidence. En fonction de leur orientation, il est possible de les classer, de manière schématique en trois familles :

- failles subméridiennes (N 155° E à N 25° E),
- failles SW-NE,
- failles W NW-E SE (N 100° E à N 130° E).



- 1 - Linéations liées à des plis dont l'axe a un pendage est
- 2 - Linéations liées à des plis dont l'axe a un pendage ouest

Fig. 1 - Linéations d'intersection entre les plans de stratification et de schistosité

projection stéréographique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur)

Dans le socle, la famille de direction subméridienne est la mieux représentée. Bien que le bloc mancennien ait pu se fracturer selon cette direction dès la fin de l'orogénèse cadomienne, un âge tardihercynien est généralement admis pour le jeu principal de ces failles. L'intrusion du complexe porphyrique de Beauvain illustre bien l'importance de la fracturation subméridienne à cette époque. Certaines de ces failles ont rejoué beaucoup plus tardivement, comme celles qui découpent la granodiorite d'Avoine aux environs de Saint-Hilaire-de-Briouze et qui ont

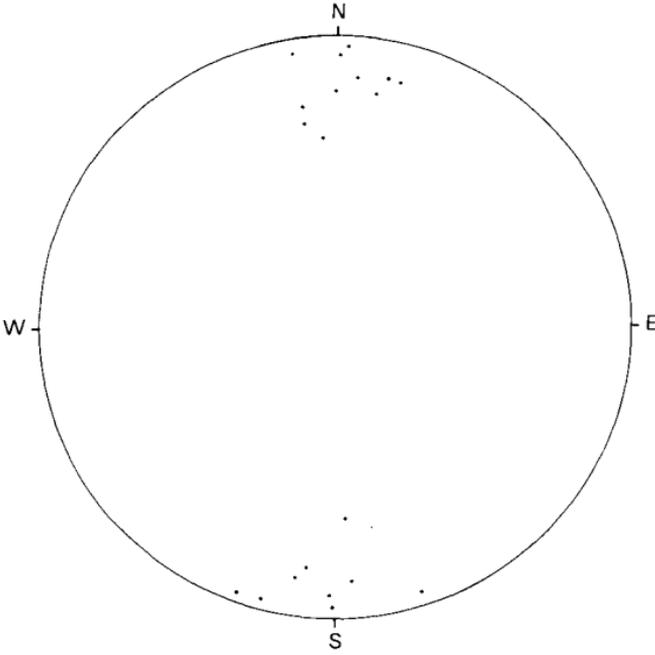
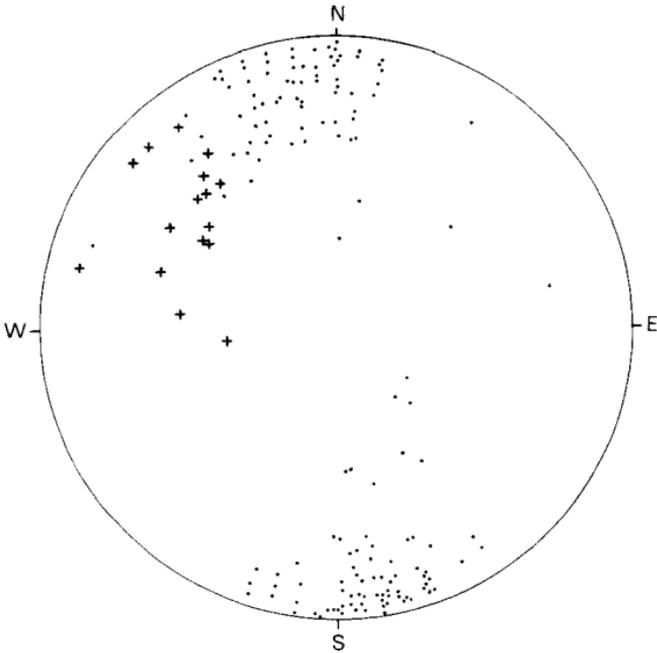


Fig. 2 - Pôles des plans de schistosité des assises du Briovérien



Les croix représentent les pôles des plans mesurés aux environs de Boucé

Fig. 3 - Pôles des plans de schistosité des assises du Briovérien
projection stéréographique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur)

affecté la couverture secondaire (Lias et Albo-Cénomanién). Celle qui se prolonge dans le socle au NW de Saint-André-de-Briouze que nous appellerons "faille de Saint-Hilaire" donne un relief très marqué dans le massif granitique. Les dépressions, en rive gauche de la Rouvre, entre Saint-Hilaire et Saint-Georges-d'Annebecq pourraient être liées à cette faille. Enfin, dans le massif de La Ferté-Macé, la faille de La Chaux semble relayer celle de Saint-Hilaire. Plus au Sud, sur la feuille de La Ferté, le relief de faille se poursuit au moins jusqu'à Orgères-la-Roche et les lambeaux résiduels de sables et grès éocènes sont localisés au Sud de cet escarpement. Un jeu cénozoïque peut donc être envisagé pour les failles de Saint-Hilaire et de La Chaux. La faille subméridienne qui recoupe l'extrémité occidentale du synclinal de la Coudraie semble également affecter la couverture secondaire et a pu jouer un rôle dans l'établissement du cours de la basse vallée de la Cance. Au Nord d'Ecouché, elle est relayée par une faille affectant la couverture secondaire de manière certaine à Pommereux et Sentilly.

Les failles de direction SW-NE s'observent principalement dans la partie orientale de la carte, en particulier aux environs d'Ecouché où elles affectent la couverture secondaire.

Les failles de direction WNW-ESE sont peu nombreuses mais apparaissent importantes. La faille de Giel-Montgaroult, qui prolonge vers l'Est celle qui limite au Nord le massif granitique d'Athis, affecte aussi la couverture secondaire. Son compartiment sud est jalonné de lambeaux de glauconie albo-cénomaniénne indiquant un jeu postérieur au Cénomanién inférieur. La faille qui borde au Nord le synclinal paléozoïque de La Coudraie, a également affecté la couverture secondaire. Au N et au SE de Faverolles, la position basse de deux lambeaux de couverture jurassique a été interprétée par le jeu d'une faille NNW-SSE. Parallèles aux structures hercyniennes, ces différentes failles sont vraisemblablement des accidents directionnels nés lors de la phase de plissement hercynien et ont donc joué beaucoup plus tardivement. Sur la feuille voisine de Flers (Beurrier *et al.* 1982), une faille de cette famille est nettement chevauchante.

Les terrains du socle sont fragmentés par de très nombreuses diaclases qui favorisent le débit des roches en blocs et fragments de forme cubique ou parallélépipédique. La plupart des diaclases sont parallèles à une des directions principales de fracturation indiquées précédemment. En outre des diaclases de direction E-W sont assez fréquentes. La maille de diaclassage est particulièrement serrée dans les cornéennes qui se débitent le plus souvent en petits parallélépipèdes de 5 à 20 cm de longueur.

OCCUPATION DU SOL

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 ou leurs travaux. Parmi ces derniers, citons la carte pédologique de la France à 1/1 000 000, publiée par l'Institut national de recherches agronomiques et la carte de la végétation de la France à 1/200 000 établie par le Centre national de la recherche scientifique que nous avons utilisées pour la rédaction de ce paragraphe.

Dans la région, les sols sont généralement étroitement liés à la nature de leur substrat. La plupart d'entre eux se sont développés sur des formations d'altération, en place ou solifluées et colluvionnées, ou sur des apports éoliens de type loessique. Le relief, facteur important dans la différenciation des sols, est principalement dû à la dureté de certaines roches (cornéennes, Grès armoricain, granodiorite peu altérée), mais également à des phénomènes tectoniques assez récents (bois de Vaux et de Mongaroult; escarpement de Saint-Hilaire-de-Briouze). La gélifraction quaternaire a réduit la surface des masses rocheuses affleurantes, mais augmenté la charge caillouteuse des sols, en particulier sur les versants.

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).

Massifs granitiques. Dans les massifs granitiques, la texture des sols est principalement sableuse (arènes granitiques) avec boules de granite fréquentes dans les zones accidentées et forte charge caillouteuse et blocs sur les versants. Sur les arènes, souvent enrichies en limon dans leur partie superficielle, on rencontre généralement des sols bruns acides et des sols bruns lessivés qui peuvent convenir aux cultures (principalement maïs). Assez légères et bien filtrantes sur les buttes et les versants, ces terres sont réputées "chaudes". La végétation naturelle de ces sols sous nos climats est la chênaie mixte (chêne pédonculé et chêne sessile) ou la chênaie-hêtraie acidiphile, à sous-bois souvent riche en ronces, fougères (*Pteridium aquilinum*, très fréquente, *Dryopteris filis-mas* et *Blechnum spicant* en site plus hygrophile), *Teucrium scorodonia*, *Oxalis acetosella*, buissons de houx et chèvrefeuille. Sur les versants exposés au Sud et dans les zones de forêt dégradée, les bouleaux sont fréquents. Cette végétation n'est généralement conservée que dans de petites parcelles trop riches en blocs de granites pour une utilisation agricole. Dans le bois d'Avoine, sans blocs de granodiorite apparents, l'abondance du tilleul, du noisetier et du charme s'explique par la contamination des arènes par les limons d'origine éolienne.

Sols sur formations briovériennes. Par altération, les formations briovériennes donnent des limons finement sableux avec une teneur en argile notable. Les bancs qui les constituent étant généralement peu épais et subverticaux, le sol a une texture intermédiaire entre la granulométrie d'un grès et celle d'une siltite. En surface, le sol est souvent enrichi en fraction silteuse par un mélange avec des limons résiduels d'origine loessique. Sur ces matériaux, on observe généralement des sols bruns lessivés et des sols bruns acides dans les zones les plus sableuses ou les plus hautes. La couverture forestière initiale ne subsiste que sur quelques buttes de cornéennes où les sols sont souvent plus évolués et rubéfiés. Sa composition est peu différente de celle d'un bois sur granodiorite.

Souvent peu perméables et rapidement engorgés en position topographique subhorizontale, les sols sur formations briovériennes sont réputés "frais", par opposition aux sols sur arènes granitiques. Ils conviennent bien aux prairies mais grâce aux travaux de drainage et au soussolage, de nombreuses parcelles sont fréquemment cultivées en blé ou maïs.

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: chénaie sessiliflore ou chénaie-hêtraie acidiphile, souvent clairsemées et dégradées 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 formations secondaires. Dans les campagnes d'Ecouché et d'Argentan, les sols sur formations carbonatées, sols bruns calcaires et rendzines rouges, s'opposent largement aux sols acides du bocage. Les pelouses calcicoles les plus typiques s'observent sur les talus et bermes des routes ainsi que dans les carrières abandonnées: pelouses à brachypode penné, brome érigé, cirse acaule, centaurée scabieuse, orchidées, *Blackstonia perfoliata*, origan, linaira vulgaire, orobranche, sauge des prés, etc. Ils conviennent, ainsi que les sols sur loess, à la culture des céréales. La forêt sur sols lessivés et même localement sur sols podzoliques, ne se retrouve qu'au bois du Tellier sur argiles calcaires du Bathonien terminal et du Callovien inférieur, décarbonatées en surface et sur les sables argileux du Crétacé.

Sols sur formation résiduelle à silex. Généralement très argileuse, la formation résiduelle à silex est le substrat de sols bruns lessivés ou de sols lessivés fréquemment hydromorphes, à charge caillouteuse importante. Aussi, la prairie et la forêt occupent largement ces sols. Le couvert forestier diffère peu de celui des bois sur les terrains briovériens.

Sols sur limons d'origine loessique. Homogènes et faciles à travailler, les sols sur limons loessiques (CE et LP) sont essentiellement des sols bruns et des sols bruns faiblement lessivés, entièrement utilisés pour la culture, principalement des céréales.

En domaine alluvial, mentionnons les marais de Grogny, dans la vallée de la Baize, 5 km environ au Sud d'Argentan, à flore calcicole assez riche comprenant en particulier *Sanguisorba officinalis*, *Silaum silaus* (cumin des prés) et *Samolus valerandi*.

OCCUPATION HUMAINE

PRÉHISTOIRE

La région couverte par la feuille Argentan est riche en vestiges préhistoriques. Longtemps on a cru que cette partie de la Normandie était dépourvue de gisements paléolithiques. Des trouvailles assez récentes ont montré que des bifaces du Paléolithique ancien et moyen figurent assez fréquemment dans les stations de surface des environs d'Argentan (Montgaroult, etc.). Mais surtout, la découverte de l'important site paléolithique du Bois de Rânes, identifié par M. Denis, a confirmé que de riches gisements à bifaces existent dans cette région. L'outillage en silex des gisements de ce bois montre que ce matériau provenant de la formation RS était très utilisé par les premiers habitants de la contrée.

L'époque la mieux représentée demeure toutefois le Néolithique. Les mégalithes sont exceptionnellement nombreux à l'échelle régionale, tant les tumulus funéraires ("Les Hogues" à Moulins-sur-Orne, "la Butte du Houx" à Sarceaux et peut-être la Courbe) que les menhirs ("la Droite Pierre" à Chênedouit, "la Pierre de Gargantua" à l'Ouest du même village, "la longue Roche" à Giel-Courteilles, "la Pierre Tournoire" à la Courbe, "la Pierre des Naudières" à Putanges). la répartition géographique de ces sites suggère une intense occupation néolithique de la vallée de l'Orne et des plateaux qui la bordent.

Il semble que ce secteur soit resté très peuplé aux époques protohistoriques. En effet, il a livré beaucoup d'objets de l'Age du Bronze (Argentan, Chênedouit, Fleuré, Giel, Joué-du-Plain, Loucé, Moulins-sur-Orne, Putanges, Saint-Hilaire-de-Briouze, Sentilly, Vrigny) et possède deux remarquables ensembles d'enceintes défensives à la Courbe et à Goult, autour et à l'Ouest de la Chapelle Saint-Michel.

AMÉNAGEMENT HISTORIQUE DU PAYSAGE

Le bocage. A l'exception des bois sur grès paléozoïques et des reliques forestières sur granodiorites et cornéennes où la végétation naturelle n'a été que partiellement éliminée par la sylviculture, le paysage du bocage a été entièrement façonné par l'homme. Du moyen-âge jusqu'à l'époque contemporaine, ce dernier a patiemment entouré chaque parcelle de haies jalonnées par des alignements de chênes pédonculés, bien développés ou têtards. C'est le bocage, en harmonie avec un habitat dispersé, tirant son eau des fissures du socle, nombreuses et à faible débit. Depuis 1950, le paysage s'ouvre peu à peu dans les terroirs les moins accidentés à la suite des remembrements, de nombreux drainages, du développement de la culture du maïs et de la multiplication des engins de terrassement. Malheureusement, cette ouverture favorise fréquemment l'érosion des sols et, sur les versants, des études de stabilité et d'aptitude à l'érosion des sols devraient être systématiquement entreprises avant de tels travaux.

Les campagnes d'Ecouché et d'Argentan. Pays ouverts et de grandes cultures, les "campagnes" sur plateaux calcaires offrent, en contraste avec le bocage, leurs étendues de vastes champs cultivés et non clos. Les surfaces cultivées n'ont cessé de croître depuis les grands défrichements préhistoriques et historiques et ne reculent aujourd'hui que devant les fronts d'urbanisation des villes.

TABLEAU V - GISEMENTS ET MONUMENTS PRÉHISTORIQUES DE LA FEUILLE ARGENTAN

Communes	Lieux-dits	Epoque	Nature du site
Chênedouit	Le Repas	Néolithique	Menhir dit "la Pierre Droite"
Craménil	Le Grand Douit	Néolithique	Menhir dit "la Pierre de Gargantua"
Giel-Courteilles	Triage de la Vilette	Néolithique	Menhir dit "la Longue Roche"
La Courbe	Près de l'église Dans les boucles de l'Orne - le Haut du Château - au Sud de l'Eglise	Néolithique	Tumulus douteux ; Menhir dit "la Pierre Tournoire" Camps proto-historiques
Moulins-sur-Orne	Cuigny	Néolithique	Tumulus des Hogues
Putanges	Les Naudières	Néolithique	Menhir dit "la Pierre des Naudières"
Rânes	Bois de Rânes	Paléolithique	Gisement paléolithique : Acheuléen ou Moustérien de tradition acheuléenne
Sarceaux	Derrière le bourg	Néolithique	Tumulus dit "la Butte du Houx"

DONNÉES GÉOTECHNIQUES

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. Etant 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. A 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.).

Dans les **terrains briovériens**, la plupart des terrassements peu profonds peuvent être effectués avec des pelles mécaniques de puissance moyenne, les bancs, très inclinés à subverticaux, étant généralement peu épais et souvent fragmentés à la surface du sol. Des bancs massifs peuvent cependant se présenter localement (*grauwackes* ou cornéennes massives) et nécessiter l'usage de puissants engins de déroctage et même d'explosifs. L'épaisseur de la zone d'altération superficielle qui est souvent hétérogène, pourra varier de plusieurs mètres (1 à 3 m) dans le périmètre d'un chantier de dimensions modestes. En dessous, la roche est généralement fragmentée sur une profondeur variable. Des problèmes d'hydromorphie peuvent se poser en topographie subhorizontale, tandis que sur les versants, des études de stabilité des terrains sont souvent nécessaires. Les formations d'altération des assises du Briovérien et les formations de solifluxion qui en dérivent ont de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes.

Dans les **massifs granitiques**, les travaux de terrassement rencontrent des sables (arènes granitiques), du granite pourri ("pierre de sable"), des masses rocheuses ou fréquemment les trois matériaux irrégulièrement disposés. Les arènes peuvent renfermer des boules de granite d'un volume de plusieurs mètres cubes et la limite entre le granite et l'arène peut être verticale. Il est donc recommandé de sonder l'arène, selon une maille serrée, avant d'asseoir une construction, pour éviter les poinçonnements et les tassements différentiels. L'arène peut être assez argileuse et elle présente de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes. Le granite non altéré nécessite généralement l'emploi d'explosifs.

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.

Les *calcaires jurassiques* sont généralement altérés en surface; de dureté variable, souvent faible, ils peuvent renfermer des parties dures. Des cavités souterraines peuvent être ouvertes à des profondeurs assez faibles (carrières souterraines ou simples trous artisanaux pour l'exploitation du calcaire pour le marnage des terres) et provoquer des effondrements.

Sur les formations notées j2c-3a, IA-17 et RS, les travaux pourront être gênés par des problèmes d'humidité en situation subhorizontale et d'instabilité sur les versants. La formation résiduelle à silex peut contenir des blocs rocheux.

Bien que peu épais, les *sables du Pliensbachien* renferment fréquemment de très gros blocs de grès, parfois déplacés par solifluxion sur les versants.

Les *limons loessiques* 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.

Les *alluvions anciennes* sont assez argileuses. Quelle que soit la nature du substrat, les bas de versant et les fonds de vallons sont presque toujours hydromorphes. Une nappe d'eau superficielle, peu profonde ou sub-affleurante en période humide, favorise l'installation d'une végétation hygrophile (joncs, Molinie, laïches, Reine-des-prés) sur des formations superficielles meubles sablo-limoneuses (colluvions) présentant de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue. En domaine granitique, les passées tourbeuses sont fréquentes, mais généralement peu épaisses. Les *formations tourbeuses* sont très étendues dans la vallée de l'Houay, en amont et en aval de Moulins-sur-Orne.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

La région recouverte par la feuille d'Argentan est soumise à un climat océanique tempéré et humide. Les hauteurs de pluie annuelle atteignent en moyenne 700 à 800 mm et la température est de l'ordre de 10°C pour l'année.

Les pluies sont régulièrement réparties sur l'année, avec cependant une certaine prépondérance en automne et en hiver ; coïncidant avec les périodes de températures plus basses, ce phénomène favorise ainsi l'infiltration dans le sous-sol, soit dans les horizons superficiels, soit dans les aquifères lorsqu'ils existent, ou l'écoulement superficiel. La hauteur de ces précipitations efficaces est de l'ordre de 250 mm.

Il existe sur la feuille deux types de terrain à comportement hydrogéologique fondamentalement différent. En effet le sous-sol sur les $\frac{3}{4}$ de la feuille est constitué par des roches granitiques, métamorphiques et en moindre part par des grès paléozoïques (Ordovicien et Cambrien). Ce sont des roches à perméabilité de fissures au sens strict du terme, à savoir que l'eau ne pénètre et ne circule dans le sous-sol que par les fissures (résultant de contraintes tectoniques et de phénomènes d'altération ou d'érosion) qui sont situées dans des sites bien particulier ; la matrice de la roche est quasi-imperméable du fait des très faibles dimensions des vides intergranulaires.

Au Nord-Est, par contre, les assises calcaires du Bathonien et du Bajocien constituent un aquifère au sens plus classique du terme ; elles abritent en effet une nappe d'eau souterraine qui réside à la fois dans les pores et dans les fissures de la roche, mais dont la circulation se fait préférentiellement par ces fissures, alors que l'eau est nettement moins mobilisable dans les pores.

La morphologie et la densité du réseau hydrographique traduit la constitution géologique du sous-sol tant par son aspect lithologique que tectonique. Du fait de leur faible perméabilité, de leur cohésion et leur dureté variables, les terrains anciens sont caractérisés par un chevelu hydrographique dense résultant des phénomènes d'érosion par les eaux de ruissellement. Par contre les régions d'Ecouché et d'Argentan sont caractérisées par des plateaux calcaires tabulaires entaillés seulement par quelques rivières.

Les calcaires peuvent être très productifs comme en témoignent quelques pompages d'essai réalisés sur des ouvrages d'adduction d'eau potable (AEP) ou industrielle ; on a obtenu ainsi 180 m³/h pour 2,40 m de rabattement au puits d'AEP d'Ecouché (212.3.1), 100 m³/h pour 5,85 m de rabattement et 109 m³/h pour 1,40 m de rabattement aux forages F6 et F7 (212.3.18 et 20) du syndicat de Rânes-Ecouché. Des productions d'eau importantes ont été obtenues à Argentan (Motta-France, 212.4.3 : 205 m³/h), et à Sarceaux (F3 Argentan - Sarceaux, 212.4.14 : 130 m³/h). La fissuration du calcaire étant très variable, il est possible d'obtenir des productions moindres, entre 75 et 80 m³/h à l'AEP d'Argentan (forage SEBN 1 et 2), entre 30 et 55 m³/h aux forages 1, 2 et 3 de cette commune.

En ce qui concerne les terrains paléozoïques ou plus anciens, on possède peu de données. Les schistes du Briovérien fournissent des débits ne dépassant pas en général 5 m³/h, mais on peut noter que le forage de la société normande d'application à Rânes a fourni ou fournit 18 m³/h. D'autre part, lors d'une campagne de recherche en eau pour la commune du Grais (212-5), des débits de production apparemment intéressants (malgré de forts rabattements) ont été déterminés dans des dépôts d'altération sableux à sablo-argileux, issus de roches métamorphiques (cornéennes) et plutoniques, granodiorites et microgranites ; ces débits ont varié dans des ouvrages de reconnaissance assez sommaires, entre 25 et 55 m³/h. L'obtention de production relativement importante d'eau souterraine (20 m³/h) dans ces terrains anciens nécessite la détection et l'exploitation de fissures bien développées soit l'exploitation de couvertures d'altération de roches grenues, assez sableuses et d'extension suffisante.

MATÉRIAUX ET CARRIÈRES

Matériaux de construction et pierre ornementale

Granite (γ $\frac{4}{c}$). Les granodiorites d'Athis et de la Ferté-Macé, correspondant au "granit de Vire" des carrières ont été largement utilisées. Les carrières les plus nombreuses se situaient au sud de Rânes, à proximité du hameau de La Raitière. Dans ce secteur, entre La Chaux et Le Champ-de-La-Pierre, la roche fraîche ("granit bleu") affleure en larges buttes entre des zones déprimées, plus arénisées. Dans la partie sud-est du massif d'Athis, les carrières étaient moins nombreuses et plus dispersées (Ménil-Jean, dans la vallée de l'Orne, Chénéduoit). Les utilisations en pierre de bordure et pavés prédominaient sur la pierre ornementale. En pierre de taille, la granodiorite légèrement altérée de teinte ocre à rouille, plus facile à tailler, était préférée au "granit bleu", en particulier pour les âtres de cheminées car elle n'éclate pas à la chaleur. De dimension artisanale, cette extraction a cessé il y a une quinzaine d'années environ.

Cornéennes (bK $\frac{2}{o}$). Jadis, les cornéennes les plus dures, en particulier celles qui sont disposées en bancs décimétriques ont été largement utilisées pour les constructions rurales. De nos jours, elles ne sont plus extraites en carrière pour cet usage. Les gisements les plus favorables pour une exploitation économique de ces matériaux, pourraient être réservés pour les restaurations.

Grès paléozoïques. Dans les zones d'affleurement des grès paléozoïques et à proximité, ces roches ont été utilisées dans les constructions rurales.

Calcaire. Les bancs durs du Calcaire d'Ecouché (Bathonien) ont été utilisés dans la construction, de même que ceux de la Pierre d'Argentan (Bathonien supérieur) qui ont fourni une bonne pierre de taille dans les carrières de Saint-Martin-des-Champs, au Sud d'Argentan.

Sable. Les arènes granitiques ont été jadis largement utilisées comme sable de maçonnerie. Elles le sont encore de façon épisodique, pour des besoins locaux. La sablière la plus importante se situe au Sud-Ouest de Rânes (bois du Four).

Terre à briques (Lim). Les limons ont été utilisés autrefois pour la fabrication de briques pleines ou pour la construction de murs en pisé. Les anciennes carrières, principalement situées dans la formation LP, sont toutes abandonnées. Au Nord-Ouest d'Argentan, une ancienne exploitation alimentait une briqueterie fabriquant des briques pleines et des carrelages.

Argile (Arg.) Autrefois, d'anciennes carrières ont exploité pour les briqueteries, les argiles et silts argileux du Lias (formation IA) au sud-Ouest de Batilly. Les argiles du Callovien inférieur ont donné lieu à de nombreuses exploitations en bordure de la forêt de Gouffern, au Nord-Nord-Est d'Argentan (Crennes, Petit-Tellier) pour la fabrication de poteries, carrelages ainsi que de tuiles et de briques. Les couches oxydées riches en gypse étaient réservées à la fabrication des tuiles, mais évitées pour celle des briques et des carrelages.

Matériaux de viabilité

Granite et arènes granitiques. Concassée, la granodiorite d'Athis a été utilisée comme ballast et macadam pour l'empierrement des routes. Les arènes granitiques sont localement utilisées pour sabler les cours de ferme ou les chemins ne supportant pas de lourdes charges, dans les sites les moins humides.

Cornéennes. Matériau moins tenace et plus hétérogène que le Grès armoricain et surtout les rhyolites ignimbritiques, les cornéennes, lorsqu'elles sont saines, sont appréciées pour le ballast et les couches de fondation des routes. Elles sont exploitées de manière épisodique dans des carrières de dimensions moyennes ou artisanales.

Cornéennes "tout venant" et schistes tachetés. Les agriculteurs apprécient les cornéennes décompressées en surface ou naturellement fragmentées dans les zones de fractures, ainsi que les schistes tachetés assez durs, pour empierrier les cours de ferme. Une pelle mécanique de faible puissance suffit généralement pour les extraire. La dureté modérée de ces roches assure confort et santé aux sabots des bovins. Leur extraction se fait souvent dans de menues carrières individuelles qui peuvent être rebouchées après un seul usage.

Grès armoricain et rhyolites ignimbritiques. Matériau très dur, convenant pour faire la couche de revêtement des routes, le Grès armoricain a été exploité au Sud de Fleuré, au Grais et à Goult. Son exploitation est actuellement concurrencée par l'exploitation industrielle des rhyolites ignimbritiques à Rioupeyroux (feuille à 1/50 000 La Ferté-Macé). Sur la feuille, les gisements de cette roche, assez altérée en surface, apparaissent très limités.

Calcaire. Les parties les plus dures du Calcaire d'Ecouché (Bathonien) et de la Pierre d'Argentan (Bathonien supérieur) ont été employées pour l'empierrement des chemins.

Galets et graviers. Riches en galets de quartzite, de quartz et de cornéennes, les alluvions anciennes de l'Orne ne constituent pas de gisements très importants sur la feuille. En outre, leur matrice est souvent très argileuse et leur utilisation nécessiterait un lavage. Constitués en grande partie de galets de grès et de quartz, les cailloutis de la base du Jurassique (Rj) pourraient constituer un bon matériau d'empierrement, mais ils sont le plus souvent résiduels et leur épaisseur est faible (maximum 2 à 3 m près de la ferme de Méheudin).

Matériaux pour l'industrie

Chaux (Cal.). Depuis le XIXe siècle, les calcaires jurassiques sont exploités pour la fabrication de la chaux (95 à 98 %) au Sud d'Ecouché, de Sevrai à Avoine et à Bissey (four à chaux d'Habloville, feuille Falaise). Les parties les plus gélives du calcaire d'Ecouché et les calcaires oolithiques meubles ont été employés pour le "marnage" des terres acides du Bocage. Autrefois, le Calcaire d'Ecouché fut employé comme fondant ou "castine", en particulier dans les hauts-fourneaux de Rânes et de Boucé, mais aussi dans ceux qui étaient plus éloignés (Carrouges, Varennes).

Sable (Sab.). Le sable fin (sablonnette) du Pliensbachien a été exploité dans plusieurs carrières et l'est encore épisodiquement au Nord-Ouest de Batilly, ainsi qu'au Nord de Montgaroult. Il était recherché comme sable de moulage par les anciens fondeurs.

GÎTES MINÉRAUX

Fer. De très anciennes minières ont exploité le minerai limoniteux, parfois hématisé dans des couches d'argile à silex. Ces amas de fer hydroxydés, aujourd'hui complètement épuisés, ont été reconnus à Batilly (2.4001) et aux bois de Rânes (6.4001) où une forge fut établie dès 1.400.

Il n'en est pas de même au Champ Battu (8.4004) près de Vrigny où une couche de minerai de fer oolithique, constituée principalement par de la sidérite et de l'oligiste a été exploitée au sein des terrains paléozoïques (gisement stratiforme dans les schistes du Pissot, 03-4). L'extraction s'est faite par puits de profondeur inconnue. Reprise par Puzenat (1939) sur la carte à 1/80 000, la position de l'indice ne correspond pas à la formation indiquée et pourrait être erronée.

Les anciennes fouilles pour la recherche du fer sont notées principalement au Sud et au Sud-Ouest de la feuille ; elles sont généralement localisées sur les terrains secondaires altérés et sur les terrains résiduels qui en proviennent : formation résiduelle à silex. Cependant quelques excavations existent également sur les terrains paléozoïques ferruginisés en surface : tête altérée des bancs du Grès armoricain, à l'Ouest du hameau des Landes, entre Vrigny et Avoine.

L'analyse de plusieurs échantillons de minerai de fer a montré que les teneurs peuvent atteindre 45 %. Un grès ferrugineux récolté au Sud-Ouest de Saint-Brice-sous-Rânes contient encore 44,6 % de fer : son étude microscopique montre que la ferruginisation est d'origine continentale en milieu très acide, avec corrosion des grains de quartz. Dans le bois de Rânes, le minerai s'est mis en place sous la formation résiduelle à silex, apparemment dans une argile d'altération du sommet de la formation liasique. Le minerai de fer de ces différents gisements s'est constitué à la suite d'une tardive évolution pédogénétique encore mal datée, d'âge tertiaire ou quaternaire.

Les forges n'étaient pas nécessairement localisées sur les gisements. Ainsi, le minerai du bois de Rânes a été traité à Boucé dont les forges en 1789-1790 utilisaient "4320 quintaux de mines, 5500 cordes de bois, converti en charbon, et produisait 3500 quintaux de fer en gueuses, 500 en barres, 1000 en fer de fonderie et 1500 des autres catégories". Aux forges du Champ-de-la-Pierre qui traitaient également le minerai du bois de Rânes, subsiste un des hauts-fourneaux les mieux conservés de l'Ouest de la France. Mentionnées au début du XVII^{ème} siècle, elles cessèrent leur activité à la fin du siècle dernier. Un important tas de scories et de laitier est figuré sur la carte en remblai.

Le complexe porphyrique à molybdène de Beauvain ; permis exclusif de recherches (P.E.R.) - (5-4001). Une prospection aéromagnétique BRGM ayant décelé une anomalie dès 1960, la région de Beauvain a été depuis l'objet, de la part de cet organisme, d'études de reconnaissances variées en géologie, géophysique, géochimie et de campagnes de sondages percutants et carottés. Très rapidement, ces travaux ont abouti à la mise en évidence d'une minéralisation d'imprégnation fissurale. Assez variés et comprenant plus de 30 espèces minérales, les remplissages filoniens ont pu être regroupés en quatre "familles" (Callier, 1985) :

- des filons silicatés, les plus précoces, à quartz, feldspaths potassiques, puis à biotite parfois accompagnée de tourmaline ;
- des filons à molybdénite, avec ou sans pyrite, les plus tardifs comprenant de la calcite ;
- des filons à sulfures autres que le sulfure de molybdène; pyrite prédominante, mispickel, chalcopyrite, blende, galène, avec fréquemment de la tourmaline ;
- des filons carbonatés pouvant contenir de la scheelite et de la molybdénite, caractérisés par la présence de dolomie et de calcite.

Le phénomène minéralisateur apparaît lié au système hydrothermal qui débute dès la fin de la mise en place du microgranite, s'exprime largement dans les faciès bréchiques et se poursuit en s'atténuant peu à peu dans la mise en place des intrusions 103 et 203. Cette dernière semble n'engendrer que des épisodes hydrothermaux annexes à paragéneses minéralisées de plus en plus "froides" (carbonates). La minéralisation molybdique aurait une origine orthomagmatique, débutant avec la mise en place du microgranite et se trouvant en équilibre avec la phase magmatique 103. Dans les filons carbonatés, elle aurait été remobilisée, des études isotopiques sur des phases carbonatées montrant la contamination du système hydrothermal par des fluides météoriques.

Par décret du 5 mai 1981, le gîte de Beauvain est l'objet d'un permis exclusif de recherche attribué à un syndicat où sont associés le Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), la Société nationale Elf-Aquitaine (SNEA P) et la Société minière et métallurgique de Penarroya (SMMP).

En disposition radiale par rapport au complexe porphyrique intrusif majeur, un système de filons donnent une anomalie géochimique Pb, Zn, Cu, correspondant à un stockwerk filonien.

Zircon et rutile. Le Grès armoricain présente parfois une minéralisation en zircon et rutile. B. Mulot au cours de prospections scintillométriques, a reconnu :

- à la Lande de Goult (8.4001) des niveaux minéralisés titrant 0,29 à 0,79 % de Zr et 0,67 à 1,20 % Ti ;
- à la Haute-Bellière (8.4002) sur une extension de près de 2 km, des teneurs moyennes de 0,72 % Zr et 1,90 % Ti ;
- à l'étang de Vrigny-Grand-Moulin (8.4003) 2 bancs minéralisés titrant 2,55 % Zr et 9,42 % Ti.

Principaux forages. Les principaux forages, réalisés sur la feuille Argentan, sont répertoriés et résumés dans le tableau VI ci-après.

TABLEAU VI - COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES

Commune	Saint-Hilaire-de-Briouze Forage BRGM n° 135	Pointel Forage BRGM n° 124	Giel-Courteilles Forage BRGM n° 105
N° d'archivage SGN 212	1-05	1-07	2-02
Année	1981	1981	1980
Cote du sol (en m)	+ 207,0	+ 210,0	+ 207,0
Profondeur finale (en m)	23,5	11,5	12,5
Avant-puits, profondeur (en m)			
Formations superficielles	*		*
n7-C1		*	+ 206,5
j2c-3a			
j2c-d			
j2b			
j2a			
j1c			
lA-l7	l7 + 203,5	l7 + 204,5	l7 + 202,8
l5			
Socle			
Fond	Cote en m Etage géologique		
	+ 183,5 l7	+ 198,5 l7	+ 194,5 l7

L'astérisque indique la formation dans laquelle a débuté le sondage.

Les chiffres indiquent la cote à laquelle a été rencontrée la formation.

Les chiffres entre parenthèses indiquent la cote de la limite stratigraphique supérieure de la formation.

TABLEAU VI - COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES (suite)

Commune		Sevrai	Ecouché	Ecouché S3
N° d'archivage SGN 212		3-02	3-05	3-15
Année		1973	1973	1975
Cote du sol (en m)		+ 154,0	+ 162,0	+ 153,0
Profondeur finale (en m)		20,5	30,0	17,1
Avant-puits, profondeur (en m)				
Formations superficielles		*	*	*
n7-C1				
j2c-3a				
j2c-d				
j2b			+ 159,2	
j2a			(+ 151,5)	+ 150,4
j1c			(+ 141,0)	(+ 139,0)
lA-l7				
l5		+ 151,5		
Socle (Briovérien)		+ 149,25	+ 138,4	
Fond	Cote en m Etage géologique	+ 133,5 Briovérien	+ 132,0 Briovérien	+ 135,9 j1c ? ou Briovérien ?

L'astérisque indique la formation dans laquelle a débuté le sondage.

Les chiffres indiquent la cote à laquelle a été rencontrée la formation.

Les chiffres entre parenthèses indiquent la cote de la limite stratigraphique supérieure de la formation.

TABLEAU VI - COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES (suite)

Commune	Ecouché S4	Ecouché S5	Batilly Forage BRGM n° 36	Bissey Forage BRGM n° 110
N° d'archivage SGN 212	3-16	3-17	3-25	3-29
Année	1975	1976	1980	1980
Cote du sol (en m)	+ 152,0	+ 155,0	+ 186,0	+ 232,0
Profondeur finale (en m)	20,0	16,0	13,0	8,4
Avant-puits, profondeur (en m)				
Formations superficielles	*	*	*	
n7-C1				
j2c-3a				
j2c-d				
j2b				
j2a	+ 150,0	+ 153,0		
j1c	(+ 139,0)	(+ 143,0)		
IA-l7			IA + 183,3	IA *
l5	(+ 137,0)		(+ 180,6)	(+ 229,6)
Socle (Briovérien)	+ 133,0	+ 140,5	+ 175,0	+ 225,6
Fond Cote en m Etage géologique	+ 132,0 Briovérien	+ 139,0 Briovérien	+ 173,0 Briovérien	+ 223,6 Briovérien

L'astérisque indique la formation dans laquelle a débuté le sondage.

Les chiffres indiquent la cote à laquelle a été rencontrée la formation.

Les chiffres entre parenthèses indiquent la cote de la limite stratigraphique supérieure de la formation.

TABLEAU VI - COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES (suite)

Commune	Argentan (Usine Motta, S1)	Argentan Val aux Dames S3	Argentan (SEBN) Forage n° 1	Argentan (SEBN) Forage n° 2
N° d'archivage SGN 212	4-02	4-04	4-10	4-11
Année	1960	1955	1966	1966
Cote du sol (en m)	+ 159,0	+ 167,48	+ 159,3	+ 163,5
Profondeur finale (en m)	45,0	83,65	38,0	40,0
Avant-puits, profondeur (en m)	* 70			
Formations superficielles		*		
n7-C1				
j2c-3a				
j2c-d		+ 166,5		
j2b	+ 152,0	(+ 160,)	*	*
j2a	(+ 131,0)	(+ 128,48)	+ 139,3 ?	+ 141,5
j1c	(+ 122,0)	(+ 117,48)	(+ 125,3)	(+ 127,5)
lA-l7				
l5		l5 ? + 114,5		
Socle (Briovérien)	+ 119,8	+ 111,1	+ 122,8	125,5
Fond Cote en m Etage géologique	+ 114,0 Briovérien	+ 83,85 Briovérien	+ 121,3 Briovérien	+ 123,5 Briovérien

L'astérisque indique la formation dans laquelle a débuté le sondage.

Les chiffres indiquent la cote à laquelle a été rencontrée la formation.

Les chiffres entre parenthèses indiquent la cote de la limite stratigraphique supérieure de la formation.

TABLEAU VI - COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES (suite)

Commune	Sarceau	Montreuil-au-Houlme Forage BRGM n° 57
N° d'archivage SGN 212	4-14	5-11
Année	1967	1980
Cote du sol (en m)	+ 155,18	+ 258
Profondeur finale (en m)	33,5	8,0
Avant-puits, profondeur (en m)		
Formations superficielles		*
n7-C1		
j2c-3a		
j2c-d		
j2b	*	
j2a	+ 138,18	
j1c	(+ 129,18)	
lA-l7		lA + 257,5
l5	l5 ?	(256,0)
Socle (Briovérien ou granite cadomien)	Briovérien + 125,18	Granite + 255,0
Fond Cote en m Etage géologique	+ 121,18 Briovérien	+ 250,0 Granite

L'astérisque indique la formation dans laquelle a débuté le sondage.

Les chiffres indiquent la cote à laquelle a été rencontrée la formation.

Les chiffres entre parenthèses indiquent la cote de la limite stratigraphique supérieure de la formation.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANGOT DES ROTOURS J. (1898) - Le Houlme. Conférence. *Bull. S.H.A. de l'Orne*, t. XVII, 4ème bull., 1908.

BARROIS C. (1899) - Sketch of the geology of Central Brittany. *Proceed. Geol. Assoc.*, 16, p. 101-132.

BERTHOIS L. (1935) - Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif armoricain. Thèse université Rennes. *Mém. Soc. géol. min. Bretagne*, t. II, 190 p., 10 pl. h.t.

BERTHOUD A. (1875) - Découverte d'un gisement de fossiles dans la plaine d'Ecouché (Orne). Etage oolithique. *Annuaire Cinq Dép. Ancienne Normandie (Caen)*, 41ème année, p. 444-448.

BERTRAND (1921) - Histoire de la formation du sous-sol de France. Les anciennes mers de la France et leurs dépôts. Paris, Flammarion éd., 188 p.

BIGOT A. (1894) - Notice explicative de la feuille Alençon. *Bull. Labo. géol. Fac. Sci. Caen*, II, p. 186-199.

BIGOT A. (1896) - Catalogue des Sélaciens jurassiques du Calvados et de l'Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie (Caen)*, (4), 10, p. 7-13.

BIGOT A. (1899) - Sur le projet d'alimentation de la ville d'Argentan en eaux potables. *Bull. Soc. linn. Normandie (Caen)*, (5), II, 1898 (1899), p. 50-63.

BIGOT A. (1906) - Compte-rendu de l'excursion géologique, réunion générale annuelle de la SLN à Argentan (25 et 26 juin 1905). *Bull. Soc. linn. Normandie (Caen)*, (5), 9, 1905 (1906), p. XIV-XXII.

BIGOT A. (1911) - Notes pour servir à l'histoire physique de la vallée de l'Orne II. Tracés anciens et actuels de l'Orne. *C.R. Congrès Soc. Sav.* 1911, sect. Sciences, p. 6-11.

BIGOT A. (1925) - L'aménagement industriel et les sites de la haute vallée de l'Orne. *Bull. Soc. hist. et archéol. Orne (Alençon)*, fasc. sp. 1923 (1925), p. 141-143.

BIGOT A. (1926) - 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", Lib. Acad. agric. Paris, p. 3-11, 1 carte h.t.

BIGOT A. (1947) - Notes de géologie normande: XXI, Errata à la 2e édition de la feuille géologique Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie (Caen)* (9), V, 1946-1947 (1947), 105 p.

BIZET P. (1885) - Aperçu général sur les terrains sédimentaires représentés dans l'Est du département de l'Orne. *Bull. Soc. Linn. Normandie* (Caen) (3), IX, 1884-1885 (1885), p. 208-228 et *Bull. Soc. géol. Normandie* (Le Havre), XI, 1885 (1886), p. 58-78.

BLAVIER E. (1842) - Etudes géologiques sur le département de l'Orne. *Ann. départ. Orne* (Poulet-Malassis, Alençon), 94 p., 6 fig., 1 cart. ; et *Mém. inst. Provinces* (Paris), I, p. 280, réimprimé en 1850

BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse Sciences univ. Paris-sud, Orsay, 384 p.

BRUN R. (1850) - Aperçu du gisement bradfordien d'Occagnes (Orne), *Bull. Soc. Amis Sc. nat. et Museum Rouen* (comité de géologie, p. 4)

CALLIER L. (1985) - Le complexe porphyrique à molybdène de Beauvain (nord-est du Massif armoricain). Thèse 3ème cycle univ. Caen, 133 p., 16 p. ann., 24 p. bibliog. 4 pl. h.t.

CANU R. (1898) - Etude des ovicelles des Bryozoaires du Bathonien d'Occagnes (Orne). *Bull. Soc. géol. France* (Paris), (3), XXVI, p. 259-273.

CHALOT-PRAT F., LE GALL J. (1978) - Pétrographie des ignimbrites et des dépôts volcanoclastiques associés dans le Cambrien de l'Est du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, I, 3, p. 187-205.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bulletin BRGM, Géologie de la France* I, n° 2-3, p. 3-17, 6 pl. h.t.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D., (1986) - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. In : Géodynamique du Massif armoricain, Réunion R.C.P. 705, Paris, 13 oct. 1986, 1 p.

CHAURIS L. (1956) - Sur les relations du Cambrien et du granite de Vire (Normandie). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 242, p. 3092-3094.

CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M.J., LAPPARENT A. de (1956) - Les principaux batholites granitiques du bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 243, p. 77-79.

COGNE J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Actes du Colloque International sur les corrélations du Précambrien (Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970). Coll. Internat. CNRS, n° 192. *Notes et mémoires du Service géologique du Maroc*, n° 236, p. 193-218.

CORILLION R. (1957) - Carte de la végétation de la France à 1/200 000, coupure n° 23, Alençon, CNRS.

CORILLION R. (1971) - Notices détaillées des feuilles armoricaines. Carte de la végétation de la France à 1/200 000, CNRS, 197 p.

CORILLION R., GUERLESQUIN M. (1973) - Carte de la végétation de la France à 1/200 000, coupure n° 14, Caen, CNRS.

COUTIL L. (1895) - Inventaire des découvertes d'archéologie préhistorique de Normandie. Département de l'Orne. *Bull. Soc. Norm. Et. préhist.*, t. III, p. 37-100.

COUTIL L. (1905) - Les presqu'îles de la Courbe près d'Ecouché (Orne) ; leurs monuments mégalithiques et leurs remparts vitrifiés. L'homme préhistorique (Paris), 4e année, fasc. 1, p. 3-12.

DANGEARD L. (1947) - Coupe géologique à travers la forêt de Gouffern, près d'Argentan. *C.R. somm. Soc. géol. France* (Paris), p. 85-86.

DANGEARD L. (1947) - La dépression d'Ecouché est en partie d'origine tectonique. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (9), 5, 1946-1947 (1947), p. 34-35.

DANGEARD L., DORE F., JUIGNET P. (1961) - Le Briovérien supérieur de Basse Normandie (étage de la Laize), série à turbidites, a tous les caractères d'un flysch. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. IV, p. 251-261.

DASTUGUE J. (1969) - Informations archéologiques, circonscription de Haute et Basse Normandie, *Gallia Préhistoire* (Paris), t. 12, fasc. 2, p. 417-437.

DE la ROCHE H. (1986) - Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 2, p. 337-353.

DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) - Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. *Réunion 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. France*, 7, XIV, p. 79-93.

DORÉ F., LE GALL J., PAREYN C. (1977) - 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. (1982) - The Precambrian-Cambrian boundary. In : ODIN G.S. (Edit) Numerical dating in stratigraphy, p. 636-640.

DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J. (1985) - Tillites et tilloïdes du Massif armoricain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, t. 51, p. 85-96.

DOTT R.H. (1964) - Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification? *J. Sedim. Petrology*, vol. 34, n°3, p. 625-632.

DROUELLE L., HAIRIE J. (1962) - Les remparts vitrifiés de la Courbe (Orne). *Le pays d'Argentan*, 34e année, n° 3 (126), sept. 1962, p. 97-116, plans.

DUBOIS G. (1928) - Os provenant d'une fissure du calcaire vésulien d'Ecouché (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen) (7), 10, 1927 (1928), p. 7-8.

DUPRET L. (1983) - Le Protérozoïque du Nord-Est du Massif armoricain. In : ZOUBECK V. ed. (à paraître) Precambrian in Younger fold belts.

DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogènes cadomiennes et varisques dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10ème Réunion annuelle des sciences de la Terre, Bordeaux, p. 200.

DUPRET L., LE GALL J., DORÉ F., GATINOT F., DISSLER E. (1985) - Les spilites de Vassy (Calvados), témoin d'un volcanisme sous-marin tholéitique et distensif, dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie (NE du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 300, série II, n° 14, p. 687-692.

DUROCHER J. (1847) - Note sur une espèce de granite provenant de la Normandie et de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. France*, (2), t. IV, p. 140-145.

DUVAL L. (1900) - Phénomènes météorologiques et variations atmosphériques : sécheresses, pluies, orages, glaces, tremblements de terre, aéro-lithes, etc. observés en Normandie, principalement dans l'Orne. *Bull. Soc. hist. et archéol. Orne*, Alençon.

EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1859) - Note sur le Callovien des environs d'Argentan et de divers points du Calvados. *Bull. soc. linn. Normandie* (Caen), (1), IV, 1858 (1859), p. 216-252, pl. IV, fig. 1.

EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1865) - Etudes sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. *Mém. Soc. linn. Normandie*, XIV, 1864 (1865), 296 p., 3 pl., 49 fig.

FAURE J.P. (1978) - Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. Thèse ing. doct. ENSM Paris.

FILY G. (1980) - Jurassique moyen. In : MÉGNIEN F. (Coord.) "Synthèse géologique du bassin de Paris", vol. III, lexique des noms de formation, *Mém. BRGM* (Paris), 103, p. 102, 108-109, 133, 173.

FILY G., LEBERT A., RIOULT M. (1979) - Un exemple de sédimentation de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du bassin anglo-parisien au Bathonien. Symposium "Sédimentation du Jurassique Ouest Européen", *Assoc. sédim. Fr.*, public. sp. n° 1, p. 33-46, fig. 1-3.

FILY G., RIOULT M. (1980) - Jurassique moyen de Normandie-Maine. In : "Synthèse géologique du bassin de Paris", vol. I, stratigraphie et paléogéographie, C. MÉGNIEN coord. *Mém. BRGM*, 101, p. 145-150.

FOUILLAC A.M., COCHERIE A., ROSSI P., CALVEZ J Y., AUTRAN A. (à paraître). Etude géochimique du batholite mancelien (Massif armoricain) et rapport BRGM 86 DT 037 MGA.

GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3ème cycle univ. Caen, 166 p., 9 p. ann., IV pl. h.t.

GELDRON A. (1987) - Genèse et contexte magmatique des stockworks à molybdénite de la chaîne hercynienne française: étude comparative des gisements à Mo-W de Breitenbach (Bas-Rhin), à Mo-Cu de Beauvain (Orne) et à Mo-W-Sn-Ag-Sb-Bi de La Rousselière (Loire atlantique). Thèse univ. Orléans, 450 p. dont 5 pl. h.t., 1 carte h.t.

GONDOUIN D. (1883) - La nappe d'eau souterraine qui alimente les puits d'Argentan et la rivière de l'Orne. *Bull. Soc. Scientif Flammarion* (Argentan), I, p. 36-37.

GRAINDOR M.J. (1953) - Sur l'âge du granite d'Athis (Orne). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 236, p. 504.

GRAINDOR M.J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 211 p., 26 pl. h.t.

GRAINDOR M.J. (1967) - L'axe granitique Avranches-Mortain-Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 10ème sér., t. 8, p. 25-37.

GRAINDOR M.J., WASSERBURG G.J. (1962) - Déterminations d'âges absolus dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 254, p. 3875-3877.

GRANGE M. (1981) - Reconnaissance géologique et métallogénique du "prospect" polymétallique de Beauvain (Orne, France). Thèse 3ème cycle univ. Paris 6, 184 p.

GRANGE M., LE FUR Y., MARCHAND R. (1980) - Etude préliminaire des minéralisations polymétalliques de Beauvain. *Chron. Rech. Min.*, n° 45, p. 60-71, BRGM, Orléans.

GRESSELIN F., DISSLER E. (1988) - La polystructuration du Nord-Cotentin : mobilisation hercynienne du linéament cambrien du Nord de l'Armorique. 12e réun. Sci. Terre, 70 p., Lille, Soc. géol. France éd., Paris.

GRESSELIN F., LE GALL J., MARY G. (1988) - Le magmatisme tholéiitique de la limite dévono-carbonifère et sa place dans l'évolution varisque du Nord de l'Armorique. 12e réun. Sci. Terre, 70 p., Lille, Soc. géol. France éd., Paris.

JEANNETTE D. (1971) - Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse Sciences univ. Strasbourg, 251 p. et *Mém. Sci. géol.*, n° 36, 1972, 174 p., XII pl. h.t., 5 fig. h.t.

JONIN M. (1973) - Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, p. 281-284.

JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien, le batholite mancellien (Massif armoricain France) ; étude pétrographique et géochimique. Thèse sciences, univ. Bretagne occ. (Brest), 319 p.

JONIN M., VIDAL P. (1975) - Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Can. J. Earth Sci.*, 12, p. 920-927.

KAPLAN G., LEUTWEIN F. (1963) - Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique de Vire (Normandie). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 256, p. 2006-2008.

KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Public. univ. Strasbourg, 3 tomes, 882 p.

KUNTZ G., MÉNILLET F. (1988) - Tectonique cassante affectant le Mésozoïque sur la bordure orientale du Massif armoricain, région d'Argentan (Orne). *Bull. inf. géol. Bass. Paris*, vol. 25, n° 2, p. 31-33.

LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse lettres, université Caen, 2 t., 908 p., Public. centre géomorphologie du CNRS, Caen.

LE GALL J., DORÉ F., GIORDANO R., POTTIER Y. (1975) - Position stratigraphique et cadre tectono-sédimentaire des manifestations volcaniques cambriennes dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. soc. géol. Fr.*, 7, 17, p. 1101-1109.

LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986) - Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le nord-est du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 303, série II, n° 17, p. 1587-1592.

LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale: essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, sect. 1, p. 219-254.

LEUTWEIN F. (1968) - Contribution à la connaissance du Précambrien récent en Europe occidentale et développement géochronologique du Briovérien en Bretagne (France). *Canad. Journ. Earth. Sc.*, n° 5, p. 673-682.

LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sciences de la Terre*, Nancy, mém. n° 11, 84 p.

LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, série D, t. 275, p. 1327-1330.

LETACQ A.L. (1893) - Recherches sur la bibliographie scientifique du département de l'Orne, précédées d'une introduction sur l'histoire des sciences dans cette région. *Bull. Soc. hist. et archéol. Orne* (Alençon), Imp. Renault et Riom (Alençon), 1891-1892, (1893), 162 p.

LETACQ A.L. (1901) - Recherches pour servir à l'histoire des études géologiques dans le département de l'Orne jusqu'en 1870, extraites en partie d'un manuscrit de M. de la Sicotière. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (5), IV, 1900-1901 (1901), p. 163-198.

LETACQ A.L. (1922) - Excursion de la SLN aux environs d'Argentan (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (7), 5, p. 39-60.

LUARD M. (1859) - Compte-rendu de la promenade linnéenne à Argentan, le 29 juin 1859 (partie géologique). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (1), IV, 1858-1859 (1859), p. 215-216.

MORIÈRE J. (1853) - Note sur un dépôt de grès situé dans la commune de Sainte-Opportune (Orne). *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), 9, 1849-50-51-52-53 (1853) p. 184-193.

MORIÈRE J. (1864) - Note sur les grès de Sainte-Opportune (Orne) et sur le Lias de l'arrondissement d'Argentan. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (1), VIII, 1862-1863, (1864), p. 151-170 (et *Mém. Soc. Sci. arts et belles lettres* Caen, 1864, p. 282-307).

MORIÈRE J. (1878) - Le Lias dans le département de l'Orne. Son étendue, ses fossiles. Assoc. Fr. avanc. Sci. Congrès le Havre, 6e session, 1877 (1878), p. 482-493.

MULOT B. (1966) - Inventaire des gisements de grès à zircon et rutile de la Bretagne, de la Basse Normandie et des Pays de Loire, manuscrit BRGM, 116 p. + 23 p. fig. h.t.

ODOLANT-DESNOS J. (1834) - Département de l'Orne. Coll. Loriol (Paris).

PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 p.

PASTEELS P. (1970) - Uranium-Lead Radioactive Ages of Monazite and Zircon from the Vire-Carolles Granite (Normandy). A Case of Zircon-Monazite Discrepancy. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 63/1, p. 231-237.

PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. In ODIN (1982) - Numerical dating in stratigraphy, p. 784-790.

PELLERIN J. (1977) - Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins sur la côte du Calvados. *Bull. Soc. géol. Normandie et amis du Muséum du Havre*, t. LXIV, fasc. 4, 4e trimestre, journées Lennier n° 1.

PROY M. (1923) - Quartz de la Bellière moucheté d'or. *Bull. soc. agric. Angers*, t. 53, 9 p.

- PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, p. 213-226.
- RIOULT M. (1963) - Le Calcaire de Caen, dépôt de rivage du Bathonien normand. *Bull. soc. linn. Normandie* (Caen), (10), 3 (1962) 1963, p. 119-141, 2 fig.
- RIOULT M. (1968) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. Thèse Doct. Etat, Labo. géol. univ. Caen, 565 p., 15 pl. (n° CNRS : AO 1798).
- RIOULT M. (1980a) - Jurassique inférieur de Maine-Normandie. In : "Synthèse géologique du bassin de Paris", vol. I, stratigraphie et paléogéographie, C. MÉGNIEN coord., *Mém. BRGM*, 101, p. 102-106.
- RIOULT M. (1980b) - Jurassique inférieur, jurassique moyen in "synthèse géologique du bassin de Paris", vol. III. Lexique des noms de formations, F. MÉGNIEN coord., *Mém. BRGM*, 103, p. 92-173.
- RIOULT M., FILY G. (1975) - Faunes et formations jurassiques de la marge armoricaine du Bassin parisien (Normandie-Maine). Livret-guide excursion groupe français d'Etude du Jurassique (4-7 septembre 1975), labo. géol. univ. Caen, 47 p., 45 fig., 7 tabl.
- ROBARDET M. (1980) - Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 20, 342 p.
- ROUSSEAU X. (1936) - Dictionnaire du pays d'Argentan (7 volumes reprenant des notices communales parues dans la revue "Le Pays d'Argentan", depuis 1929).
- SEVESTRE (1841) - Note pour servir à la statistique géologique du département de l'Orne. Annuaire cinq. Dép. ancienne Normandie (Caen), 7^e année, 307 p.
- STRECKEISEN A., LE MAITRE R.W. (1979) - A chemical approximation to model QABS classification of the igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, 136, 2, p. 169-206.
- THOMAS A. (1963) - Etude géologique de la région d'Argentan. Les faciès et les niveaux du Bathonien. DES labo. géol. fac. Sci. univ. Caen, juin 1963, 74 p.
- TINTHOIN R. (1931) - Plaines et bocages à la lisière du Massif armoricain, entre Caen, Flers et Argentan. *Ann. géogr.* (Paris), XLe année, n° 224, 122 p.
- VÉRAGUE J. (1970) - Contribution à l'étude des formations superficielles et de l'évolution géomorphologique de la région d'Athis de l'Orne : plateau granitique d'Athis de l'Orne et pays schisteux de Pont-d'Ouilly à Condé. *Mém. Maîtrise Géogr. Phys.*, univ. Caen, 195 p., 30 fig., 14 tabl., 16 pl. photos, 4 dépliant h.t., 1 carte géomorphologique.

VERAGUE J. (1973) - L'arénisation du massif d'Athis-de-l'Orne (Basse Normandie). *Bull. Centre de Géomorphologie CNRS (Caen)*, n° 16, 59 p.

VERRON G. (1981) - Préhistoire de la Basse Normandie, Centre rég. doc. pédag. et Direct. rég. Antiq. préhist. Caen, 128 p., 96 diapositives.

VIRLET D'AOUST (1846a) - Note sur les noyaux micacés du granite de Vire. *Bull. Soc. géol. France*, (2), t. III, p. 19 et p. 278-279.

VIRLET D'AOUST (1846b) - Note sur l'origine métamorphique du granite des environs de Vire (Calvados). *Bull. Soc. géol. France*, (2), t. III, p. 94-97.

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.

Guide géologique régional

Guide géologique régional "Normandie" par DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., RIOULT M. (1977) - Masson éd. Paris, 207 p., 12 Pl.

Cartes géologiques

Carte géologique générale de la France par A. DUFRÉNOY et L. ELIE DE BEAUMONT (1/500 000, 1840).

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

Feuille *Alençon* (1/80 000) : 1^{re} édition (1893) par A. BIGOT, P. BIZET, A. LETELLIER.
2^e édition (1924) par A. BIGOT, R. MATTE.
3^e édition (1963) par M.J. GRAINDOR avec la collaboration de MM. ROBLLOT.

Feuille *Falaise* (1/80 000) : 1^{re} édition (1892) par L. LECORNU.
2^e édition (1916) par A. BIGOT.
3^e édition (1946) par A. BIGOT.
4^e édition (1962) reprend la précédente, modifiée par C. PAREYN.

Feuille *Flers-de-l'Orne* (1/50 000) : par BEURRIER M., VILLEY M., ENOUF C., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P. (1982), n° 211.

Cartes spécialisées

Carte des gisements de fer de la France (1/1 000 000) par HORON O. (1963) édition BRGM 2 feuilles.

Carte des gîtes minéraux de la France (1/500 000) par MÉLOUX J., ROUYEYROL P. et GUIGUES J. (1979). Feuille *Nantes*, 1 carte et 1 notice 74 p., BRGM, Orléans.

Carte sismotectonique de la France (1/1000 000) par VOGT J., WEBER C. (1980) - 1 notice. BRGM Orléans.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux 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, 2 rue du Général Moulin, 14000 Caen, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

DÉTERMINATIONS ET ANALYSES

Déterminations paléontologiques

– Macrofaune : M. RIOULT.

– Bois fossiles (Lias) : J.C. KOENIGUER, laboratoire de paléobotanique, université de Paris VI.

– Palynologie : D. FAUCONNIER, BRGM, département Géologie

Etudes pétrographiques

– Roches granitiques : A.M. HOTTIN, BRGM, département Géologie

– Briovérien : D. JANJOU, BRGM, département Géologie

Etudes minéralogiques aux rayons X

– BRGM, département Analyses, détermination C. JACOB et F. PILLIARD.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été coordonnée par G. KUNTZ pour les terrains secondaires et F. MÉNILLET pour les terrains du socle et par ces deux auteurs pour les formations superficielles et les autres rubriques.

Les terrains paléozoïques ont été décrits par J. LE GALL. Pour le complexe porphyrique de Beauvain, les travaux de Lucien (et non Louis comme le figure par erreur le générique de la carte) CALLIER ont été largement utilisés.

M. RIOULT a rédigé la description des terrains du Jurassique moyen et contribué à l'élaboration des rubriques Lias, Crétacé et formations résiduelles.

J. PELLERIN a contribué à la description des formations superficielles de la partie orientale de la feuille.

P. de la QUÉRIÈRE a rédigé la rubrique hydrogéologie et G. VERRON celle sur la préhistoire.

Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- pour la carte : MÉNILLET F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J., VERRON G. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille ARGENTAN (212) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Notice explicative par KUNTZ G., MÉNILLET F., LE GALL J., RIOULT M., CALLIER L., PELLERIN J., DE LA QUÉRIÈRE P., VAUTRELLE C., VERRON G. (1989), 99 p.

- pour la notice : KUNTZ G., MÉNILLET F., LE GALL J., RIOULT M., CALLIER L., PELLERIN J., DE LA QUÉRIÈRE P., VAUTRELLE C., VERRON G. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille ARGENTAN (212) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 99 p.

Carte géologique par MÉNILLET F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J., VERRON G. (1987).

Réalisation BRGM
Dépôt légal : 2ème trimestre 1989
N° ISBN 2-7159-1212-9