



ALENÇON

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

Argentan	Sées	Laigle
La Ferté- -Macé	ALENÇON	Mortagne- -au-Perche
Villaines- -la-Juhel	Fresnay- -s-Sarthe	Mamers

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

BUREAU DE
 RECHERCHES
 GÉOLOGIQUES
 ET MINIÈRES

ALENÇON

XVII-16

Forêt d'Escouves

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
 BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
 SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
 Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE
DE LA FEUILLE
ALENÇON A 1/50 000

par C. DASSIBAT

F. DORÉ

G. KUNTZ

J. LE GALL

M. RIOULT

G. VERRON

avec la collaboration de : A. BAMBIER

J. VÉRAGUE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA FEUILLE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA FEUILLE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES (ET VOLCANIQUES INTERSTRATIFIÉS)</i> ...	12
Protérozoïque supérieur	12
Paléozoïque	13
Terrains secondaires et tertiaires	19
Formations résiduelles	43
Formations superficielles	45
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	49
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	51
Auréole thermométamorphique du Gabbro de Louzes	51
Auréole thermométamorphique du Leucogranite d'Alençon	51
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	52
GÉOLOGIE STRUCTURALE	52
<i>STRUCTURE DU SOCLE ARMORICAIN</i>	52
<i>STRUCTURE DE LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE ET TECTONIQUE</i> <i>POSTHUME</i>	57
OCCUPATION DU SOL — PRÉHISTOIRE	59
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	59
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	59
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	60
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	62
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	62
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	63
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	64
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	70
AUTEURS	70

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA FEUILLE

Les contours géologiques de la feuille, dessinés à partir de plusieurs levés de terrain, intègrent les données obtenues par forage à la tarière ou en carottage continu. Le socle briovérien et paléozoïque a été étudié par F. Doré (1) et J. Le Gall (1) de 1976 à 1977. Les terrains mésozoïques et plus récents ont été cartographiés par G. Kuntz (2) de 1975 à 1977, en collaboration avec M. Rioult (1), après une première campagne de levés par J. Vérague (3) de 1971 à 1974. Macrofaune et microfaciès jurassiques ont été déterminés par M. Rioult (1). P. Juignet (4) a étudié la macrofaune crétacée. L'étude micropaléontologique des matériaux crétacés a été réalisée conjointement par J.-J. Châteauneuf (5) et D. Fauconnier (5) (microplancton, palynologie), C. Monciardini (5) (Foraminifères) et R. Damotte (6) (Ostracodes).

Les conditions d'affleurement n'ont pas toujours permis de distinguer sur la carte les calcaires bajociens et bathoniens (bordure nord-est du massif de Perseigne). D'autre part, malgré les récoltes de fossiles effectuées dans les mares creusées au cours de l'été 1976, exceptionnellement sec, les observations stratigraphiques trop dispersées en terrain couvert nous ont empêché de suivre partout la limite entre les formations du Callovien moyen et supérieur de façon suffisamment précise pour la tracer en continu.

Au niveau du socle, l'analyse diffractométrique a été utilisée pour établir la distinction entre les schistes azoïques fini-oroviciens, siluriens et gédinniens. La pétrographie des volcanites ou des plutonites s'appuie sur des analyses chimiques réalisées pour partie par le laboratoire du BRGM (Orléans). Les Conodontes de l'Ashgillien ont été déterminés par M. Weyant (7).

PRÉSENTATION DE LA FEUILLE

Au contact du socle paléozoïque et de la couverture secondaire, la feuille Alençon présente la terminaison orientale du Massif armoricain s'ennoyant sous les terrains jurassiques et crétacés de la bordure occidentale du Bassin parisien.

Des ensembles géomorphologiques distincts sont nés des contrastes structuraux et lithologiques pour donner les paysages que nous connaissons aujourd'hui. Au Nord-Ouest, le massif d'Ecouves et, au Sud-Est, celui de Perseigne forment deux môles dissymétriques, couverts de forêts. Ils dominent et encadrent un plateau calcaire effondré entre failles, la Campagne (ou « Plaine ») d'Alençon, région naturelle traditionnellement consacrée aux cultures (céréales) et à l'élevage (bovins, chevaux). Au Nord d'une ligne Vingth-Hanaps—Essay—Montchevreil, les dépôts jurassiques de la Campagne de Sées recouvrent plusieurs paléoreliefs du socle (Bursard, Boitron, Essay, Saint-Cenery, le rocher du Chalange ou de Montchevreil). Vers l'Est, le plateau de calcaires bathoniens plonge sous les marnes callovo-oxfordiennes des collines du Perche. Les mouvements tectoniques les plus récents, empruntant ou

(1) Laboratoire de Géologie armoricaine, université de Caen, 14032 Caen Cedex.

(2) BRGM, SGR Normandie, 18 rue Mazurier, 76130 Mont-Saint-Aignan.

(3) Centre de Géomorphologie du CNRS, rue des Tilleuls, 14000 Caen.

(4) Laboratoire de Géologie, université de Rouen, Bd de Broglie, 76130 Saint-Aignan.

(5) BRGM, SGN Laboratoire de micropaléontologie, BP 6009, 45060 Orléans Cedex.

(6) Laboratoire de micropaléontologie, université P.-et-M.-Curie, Tour 15-25, 4 place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

(7) Laboratoire de Géologie stratigraphique, université de Caen, 14032 Caen Cedex.

recoupant les grands accidents antérieurs, ont rajeuni le relief en créant de puissants escarpements continus, soulevant les échines gréseuses d'Ecouves à plus de 400 m et le massif de Perseigne à près de 350 m d'altitude. L'altitude du plateau jurassique, monoclinale, assez faillée dans la région d'Alençon varie de 180 à 140 m à l'Ouest; à l'Est par contre, les affleurements calloviens et cénomaniens s'échelonnent de 150 à 220 mètres. Dans l'ensemble, le territoire de la feuille montre un couvert végétal assez continu, essentiellement forestier sur les massifs anciens, cultures et herbages partout ailleurs.

Les limons quaternaires, peu épais mais assez étendus, masquent fréquemment les terrains secondaires et localement le socle. Le cours actuel de la Sarthe et de ses affluents est légèrement encaissé; des cailloutis fluviaux, répartis en plusieurs nappes, jalonnent les anciennes terrasses de ces rivières. Des sables tertiaires et crétacés sont conservés dans un étroit fossé d'effondrement au Nord du massif de Perseigne. Les faciès du Cénomane moyen et inférieur, et surtout les marnes et calcaires du Jurassique moyen, occupent de vastes surfaces entre le massif d'Ecouves et celui de Perseigne, formés de terrains paléozoïques (Cambrien à Dévonien en Ecouves) et briovériens. Le granite à deux micas d'Alençon, d'âge hercynien (330 millions d'années) affleure dans les faubourgs au Nord (Damigni), à l'Ouest (Condé-sur-Sarthe) et jusque dans la ville même. Localement, ce granite est profondément altéré en kaolin (Monperthuis). Enfin, des affleurements granodioritiques plus anciens, d'âge cadomien (617 millions d'années), existent à l'angle sud-ouest du territoire de cette carte.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Protérozoïque et Paléozoïque

Dans le cadre de cette carte, l'histoire sédimentaire régionale commence au *Briovérien supérieur* avec un dépôt monotone de vases, de silts et de sables fins grauwackeux. Le milieu de sédimentation de ce flysch est vraisemblablement profond. La présence de séquences granoclassées (*turbidites*) implique ici ou là l'existence de paléopentes. Localement, des grauwackes à graviers disséminés pourraient résulter de la fonte de glaces flottantes et s'apparenter ainsi aux tilloïdes du Maine.

La phase plicative de l'*orogénèse cadomienne* n'est datée que par son antériorité au Cambrien inférieur et à l'intrusion granodioritique de Saint-Pierre-des-Nids dont l'âge est vraisemblablement identique à celui des autres granitoïdes mancelliens (617 millions d'années).

La pédiplaine cadomienne dans cette région nord-orientale du Massif armoricain conserve des traits architecturaux de la chaîne antérieure qui guideront les transgressions paléozoïques. Les régions envahies par la transgression du Cambrien inférieur permettent de définir le domaine paléogéographique de la *Normannia*; celles qui ne sont recouvertes qu'à l'Ordovicien inférieur (axe Mortain—Domfront) constituent la *Mancellia*, vaste terre émergée aux temps cambriens, aux confins de la Normandie, du Maine et de la Bretagne. Dans ces conditions, les conglomérats plus ou moins rubéfiés et sub-continentaux de la base du Cambrien sont vraisemblablement hétérochrones.

Dans le territoire plus précis de la carte Alençon, on doit distinguer, entre Ecouves et Perseigne, un détroit s'étendant de Condé-sur-Sarthe à Radon et qui appartient paléogéographiquement à la *Normannia méridionale* par suite de la présence de calcaires cambriens; cette petite province carbonatée se relie en direction du Sud-Ouest à la province calcaire du Maine (Coëvrons et Charnie).

Au Nord-Ouest de la carte, soit au niveau de l'anticlinal d'Ecouves et du synclinal de Sées, les dépôts cambriens sont plus tardifs, arénacés et réduits en épaisseur; cette région paléogéographique du *cap mancellien* prolonge ainsi vers l'Est le dôme de Mortain—Domfront. Le massif de Perseigne montre au plan paléogéographique des traits intermédiaires puisque le Cambrien y est épais, mais dépourvu de carbonates.

La *sédimentation cambrienne* possède un caractère général molassique. A l'issue de l'épandage de conglomérats de très faible épaisseur, la véritable transgression marine commence avec le dépôt des Schistes et calcaires (k2). Les témoins de Radon, la Galochère et de la Cuselière montrent des calcaires dolomitiques de teinte claire que surmontent des calcaires bleu-noir, en plaquettes, à interlits argileux; des *algal mats* (tapis d'algues) se développent dans ce dernier faciès. Aux schistes noirs qui succèdent à ces sédiments dans la région de Radon correspondent peut-être des schistes identiques du cycle infrarhyolitique du massif de Perseigne (feuille Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000).

A une époque difficile à déterminer (Cambrien moyen à Trémadocien), les produits d'un *volcanisme fissural, acide et aérien*, envahissent toute la région (Ecouves, Perseigne, Héloup) et même au-delà, constituant la province volcanique du Maine. Les *ignimbrites* y prédominent très largement et sur une grande épaisseur (200 à 300 m) sur le territoire de la feuille Alençon. Ces volcanites sont remaniées sous forme de tuffites ou de grès tufacés à la base et à divers niveaux des grès suprarhyolitiques (k3) dans le massif d'Ecouves et son prolongement oriental (Boitron). Des grès similaires, mais à caractère assez rapidement marin, se déposent de même dans le massif de Perseigne (*cf.* carte Fresnay-sur-Sarthe), suivis par une formation de sédiments terrigènes fins (Schistes à Lingules: k4), puis par les Grès de la vallée d'Enfer (k-o1). La sédimentologie de ces derniers évoque tout à fait les Grès ferrugineux de Blandouët connus au Sud-Ouest (Coëvrons et Charnie). Au total, la puissance de la série cambro-trémadocienne de Perseigne est beaucoup plus importante (plus de 1 700 m ?) que dans le massif d'Ecouves où elle ne dépasse pas 500 m dans la partie occidentale.

Le passage du Cambro-Trémadocien à l'Ordovicien se traduit par une lacune d'ordre épirogénique en Ecouves; mais dans la partie orientale de la carte Alençon (Perseigne, témoin de Boitron), il n'est pas exclu que ce passage soit continu.

La *transgression ordovicienne* commence dans le massif d'Ecouves avec les conglomérats quartzeux situés à la base du Grès armoricain (Arénigien). Cette formation de 350 m de puissance montre les caractères bien connus ailleurs: grande maturité de texture et de composition, ichnofaciès à base de *Skolithos*, *Vexillum*, *Cruziana*. La suite de la succession ordovicienne est également semblable, aux puissances près, à celle des régions voisines (synclinal de Mortrairn—Domfront, Coëvrons): schistes du Pissot (Llanvirnien—Llandeilien: o3-4), grès de May (o4-5), Schistes du Pont-de-Caen (Caradocien: o5). Surmontant cette dernière formation dans le synclinal de Sées, les Calcaires des Vaux (o6) à faune ashgillienne constituent l'unique témoin de la sédimentation carbonatée ordovicienne dans le Nord-Est du massif armoricain. Le passage au Silurien n'est pas continu, car des calcaires strictement identiques par le faciès et la microfaune aux Calcaires des Vaux sont remaniés à l'état de galets dans les *dépôts glacio-marins* limitrophes (synclinaux de la zone bocaine, de Mortain—Domfront et de Villaines-la-Juhel). Ceci montre que les calcaires des Vaux appartiennent à la province distributrice qui a été livrée à une émergence tardi- ou post-ashgillienne dont l'origine est à la fois glacio-eustatique et épirogénique.

Le *Silurien ampélitique* (s1-4) a vraisemblablement recouvert toute la

région; on constate que le faciès arénacé basal (Grès culminant) manque ici, alors qu'il est présent dans le domaine mancennien (carte la Ferté-Macé à 1/50 000). A partir du Wenlock, la pyrophyllite se joint de façon caractéristique au cortège des minéraux argileux (illite + chlorite). La sédimentation du passage siluro-gédinnien (s4-d1) suggère une continuité stratigraphique.

Au Gédinnien, les grès à *Platyorthis monnieri* (d1) s'étendaient sans doute largement; leur extension, apparemment limitée à de rares témoins (Ecouves), par suite de l'érosion post-hercynienne, ne doit pas abuser. Mais l'absence de tout dépôt paléozoïque ultérieur implique, comme dans le reste de la Normandie et du Maine, une importante *régression méso-dévonienne* (épirogenèse érienne).

Les conditions d'émersion sont maintenues par les phases bretonne et sudète de l'*orogénèse hercynienne*. En l'absence de terrains carbonifères dans cette région, l'âge du plissement ne peut être établi. Le leucogranite d'Alençon, mis en place vers 330 millions d'années, occupe l'aire distensive apparue dans l'intersection des directions varisque et armoricaine. L'importance des phénomènes deutériques accuse le caractère crustal de ce leucogranite.

Pénéplaine post-hercynienne : morphologie, altération

Une *période de continentalisation* prévaut alors jusqu'au retour de la mer jurassique; pendant cette longue période, une pénéglaïne s'élabore dont les reliefs résiduels guideront encore les transgressions des mers secondaires. A la charnière des domaines normand et manceau, les massifs d'Ecouves et de Perseigne, entourés de reliefs satellites, forment à l'Est de la *Mancellia*, l'ossature de l'éperon du Perche qui avance en cap sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Cet éperon, particulièrement sensible à l'épirogenèse pendant toute la durée des temps mésozoïques, est encadré par l'axe du Merlerault au Nord et l'axe des Coëvrons au Sud. Au niveau de cet éperon, la pénéglaïne était plus élevée qu'au Nord et à l'Est.

Les roches paléozoïques les plus résistantes (Grès armoricain, Grès de May) ont été dégagées par l'érosion pour donner des paléocrêtes ou des *monadnocks* en régime continental, avant d'être façonnées par l'érosion marine et transformées alors en îlots et en écueils. Les plus importants de ces reliefs résiduels, situés dans le quart nord-est de la carte, jalonnent des accidents structuraux du socle au large du massif d'Ecouves; la proximité de ces reliefs et des accidents du socle pourrait impliquer des réajustements tectoniques tardifs qui auraient modifié la topographie de la pénéglaïne dans ce secteur.

L'état d'altération des roches affleurant à la surface de la pénéglaïne est difficile à étudier, compte tenu des modifications qui ont pu se succéder à ce niveau après le dépôt de la couverture sédimentaire jurassique et du petit nombre de contacts accessibles.

L'érosion mécanique dominait sous climat chaud et sec au Trias, mais, de la fin du Trias au début de la transgression marine, l'apparition de saisons plus humides et la végétation ont sans aucun doute favorisé une altération pédologique. Le granite à deux micas d'Alençon ne présente aucun paléorelief important à la surface de la pénéglaïne. Dans certains forages, il est profondément décomposé (kaolin) sous les dépôts jurassiques. Par contre cette écorce d'altération meuble a été parfois complètement décapée par érosion sous les couches jurassiques (régions de Damigni, Condé-sur-Sarthe). C'est seulement au cours du Pliensbachien que la mer envahit les dépressions de la région; cette transgression marine est plus tardive ici que dans les secteurs voisins situés au Nord et à l'Est et les dernières crêtes paléozoïques ne sont finalement recouvertes de sédiments qu'au Callovien (pointements de Saint-Cénéry et rocher du Chalange).

Cycle jurassique réduit

Entre la surface de la pénéplaine post-hercynienne et la surface d'érosion post-jurassique supportant les dépôts cénomaniens transgressifs et discordants, la succession jurassique de la carte Alençon se trouve réduite aux formations du Jurassique moyen, débordant quelques témoins peu épais du Jurassique inférieur. L'épaisseur de ces formations s'amincit rapidement d'Est en Ouest, entre le Mêle-sur-Sarthe et Alençon et le socle affleure largement à l'Ouest de la feuille.

Au *Jurassique inférieur*, la mer envahit la région au Pliensbachien, à la limite Carixien—Domérien. Les dépôts détritiques et peu épais affleurent dans les coins nord-ouest et sud-est du territoire étudié; d'une part, près du Cercueil sur la retombée septentrionale du massif d'Ecouves dans un placage sablo-gréseux et, d'autre part, sur le rebord nord du massif de Perseigne, avec les sables fins argileux de Saint-Loup, au Sud-Est de Louzes. Entre les deux massifs, des dépôts plus carbonatés, recouverts par les couches du Jurassique moyen, sont connus dans quelques sondages : sables et grès argileux noirs, à passées conglomératiques, pyrite et Bélemnites (Valframbert et vraisemblablement aussi Montigny et Ménil-Erreux). La présence du faciès « Calcaire du Moulin de Jupilles » à Sémallé (décrit antérieurement à l'Ouest de Fyé, feuille Fresnay-sur-Sarthe) est signalée ici pour la première fois sur la feuille Alençon.

Les dépôts toarciens sont mal caractérisés et pratiquement absents; vraisemblablement meubles et peu épais, puisque de toute part ils se biseautent en direction d'Alençon. Ils ont de surcroît subi une forte érosion antérieurement à la transgression aalénienne, qui déborde nettement vers l'Ouest la limite d'affleurement de la première lèche marine pliensbachienne pour s'avancer entre le massif d'Ecouves et les synclinaux paléozoïques du Sud d'Alençon.

Les sédiments aaléniens, fortement détritiques, qui marquent le début du *Jurassique moyen*, empruntent leurs éléments à la pénéplaine post-hercynienne : sables et cailloutis à galets quartzeux dominant. Des passées calcaires s'intercalent au sommet des séquences de l'Aalénien et sont localement démantelées. Ces couches reposent directement sur le socle autour d'Alençon. Leur stratification oblique, parfois entrecroisée, avec lentilles de conglomérats coquilliers, indique un milieu littoral soumis à l'influence de courants suffisamment forts pour déblayer la pénéplaine de son écorce d'altération et pour mettre les roches saines à nu.

Un nouvel épisode d'érosion précède la *transgression du Bajocien supérieur*. Le toit de la formation aalénienne est raviné. Le Bajocien inférieur et moyen n'est pas connu. Les séquences sableuses oolithiques et bioclastiques (Saint-Germain-de-Corbéis, Damigni) présentent des passages latéraux et des variations de puissance. La séquence supérieure est datée de la zone à Parkinsoni. La sédimentation carbonatée tend à s'uniformiser sur cette partie élevée de la plate-forme armoricaine au Bathonien. Aux calcaires gréseux bioturbés à débris végétaux et aux bancs calcaires peu épais, à petites Huîtres et spicules d'Éponges (Bathonien inférieur à moyen) succèdent des séquences datées du Bathonien moyen, carbonatées, boueuses, à Nérinées et oncolithes, qui contiennent au sommet de nombreux indices d'émersion (paléosols avec racines, stromatolithes, terriers ouverts). Les calcaires bioclastiques à Brachiopodes, Crinoïdes et Bryozoaires du Bathonien supérieur sont plus ou moins érodés à leur partie terminale sous le Callovien argileux et, localement, ils sont réduits à moins d'un mètre de puissance (Damigni, le Fourneau). La succession bathonienne est manifestement réduite ici par rapport aux secteurs situés plus au Nord; d'une part les faciès sont nettement plus littoraux au Bathonien inférieur et moyen et, d'autre part, les faciès du Bathonien supérieur sont ravinés ou même démantelés sous le Callovien (Sées). Aucun indice de

Bathonien terminal (sous-zone à *Discus*) n'a jusqu'à présent été signalé, le dernier fossile caractéristique étant la Rhynchonelle *Goniorhynchia boueti*, très rare aux environs d'Alençon (le Chevain). Au cours du Bajocien supérieur et du Bathonien, certains des écueils paléozoïques situés au large du massif d'Écouves (Bursard, Essay, Boitron) sont progressivement ensevelis sous les sédiments; les bancs calcaires du Bathonien moyen viennent reposer sur le socle à l'Ouest (la Ferrière-Béchet) et au Sud de Sées.

Dès le début du Callovien inférieur (zone à *Macrocephalus*), la région est enfin largement submergée et les faciès sont homogénéisés sur la plate-forme armoricaine. Brutalement, les carbonates bathoniens font place à la sédimentation argileuse callovo-oxfordienne; les sédiments vaseux et leur faune benthique sont également plus monotones sur l'ensemble de la région. Ces argiles calloviennes composées d'illite et de kaolinite contiennent des cordons de nodules et des bancs calcaires avec d'abondants Brachiopodes, Bivalves fousseurs et restes d'Echinodermes. Nautilus et Ammonites sont relativement plus fréquents (Macrocéphalidés, Pseudopérisphinctidés). Bientôt apparaissent des apports de silts ou sables fins, débris de lignite, presque en même temps que les premières Ammonites d'affinités boréales (*Proplanulites*, *Cadoceras*, premiers Kosmocerotidés) accompagnant un refroidissement climatique. Au début du Callovien moyen (zone à *Medea*), ces apports détritiques s'accroissent et sur les vases sableuses vivent des populations assez denses de Brachiopodes, d'Huitres à commissure dentée et de Serpules. Les derniers écueils paléozoïques situés à l'Est-Sud-Est de Sées (Saint-Cénery, rocher du Chalange ou de Montchevrel) sont complètement recouverts de sédiments. A la faveur d'un ralentissement prolongé de la sédimentation se déposent alors des bancs calcaires à oolithes ferrugineuses, contenant une faune très variée à la limite des zones à Jason et Coronatum (Ammonites, Bivalves, Gastéropodes, Brachiopodes, Echinides), puis des marnes rougeâtres et de petits bancs marno-calcaires à passées sableuses (fin de la zone à Coronatum) avec Ammonites et Brachiopodes.

Au Callovien supérieur, de nouveau, les vases argileuses et carbonatées se chargent progressivement en silts quartzeux, mais, à l'Est et au Nord-Est de la feuille, seule la zone à *Athleta* semble représentée sous les dépôts crétacés; aucun fossile jurassique, postérieur à cette zone, n'est signalé jusqu'à présent sur le territoire de la feuille Alençon.

Dans cette région le cycle jurassique est réduit et tronqué au sommet. Il peut se résumer à une succession de débordements des eaux marines s'étendant de plus en plus loin sur les terres armoricaines émergées, pénéplanées, mais portant encore des reliefs résiduels progressivement recouverts du Pliensbachien au Callovien. Toutefois, dans ce secteur de l'éperon du Perche, le contexte régional permet de penser que la mer jurassique ne s'est en fait retirée qu'à partir du Kimméridgien inférieur. La limite supérieure du Jurassique est ici une surface d'érosion.

Surface d'érosion post-jurassique

Cette surface recoupe successivement d'Est en Ouest le Callovien supérieur (le Mêle-sur-Sarthe), le Callovien moyen (Essay, Ventes-de-Bourse, Hauterive), le Callovien inférieur (région de Radon et Nord de Cuissai, près du massif d'Écouves). Au Nord du massif de Perseigne, localement près de Louzes, le Crétacé vient reposer sur le Jurassique moyen à inférieur et même sur le socle. Il en est de même à l'Ouest-Sud-Ouest d'Alençon sur les cartes voisines. Cette surface apparaît comme relativement plane sur l'ensemble de la campagne d'Alençon, sans dénivellations comparables à celles de la pénéplaine post-hercynienne. Sous la *transgression albo-cénomaniennne*, le sommet des

couches calloviennes est généralement décarbonaté et on y observe parfois des croûtes ferrugineuses. Le cailloutis de base du Crétacé provient du remaniement d'une formation continentale résiduelle, antérieure à la transgression albo-cénomaniennne.

Transgression crétacée

Au Cénomanienn inférieur ou peut-être même dès la fin de l'Albien, la mer envahit à nouveau la région; on doit noter ici qu'aucun témoin crétacé n'a été repéré jusqu'à présent sur les massifs anciens de la feuille (Ecouves et Perseigne). A la glauconie sableuse et argileuse d'épaisseur variable, fait suite la Craie glauconieuse (Cénomanienn inférieur), puis la Craie de Rouen (Cénomanienn moyen); ces deux derniers faciès ont fourni des Ammonites. Des mouvements tectoniques ont lieu probablement au cours du Cénomanienn inférieur comme le montre la sédimentation localement très réduite du Cénomanienn inférieur à moyen à Barville et Saint-Julien-sur-Sarthe; ces deux affleurements crétacés sont situés dans le prolongement nord-est d'une faille N 60° E limitant à l'Ouest le massif de Perseigne.

Après le dépôt de la Craie de Rouen, la paléogéographie régionale se modifie rapidement comme le montrent les conditions de dépôt de terrains d'âge cénomanienn moyen à supérieur, piégés dans un petit fossé d'effondrement au Nord du massif de Perseigne; une série inférieure argilo-silteuse, carbonatée puis sableuse, contient en effet une faune de milieu marin confiné et de nombreux pollens qui témoignent de la proximité de terres émergées, tandis que les niveaux supérieurs, sableux à minces lentilles d'argile blanche kaolinique, correspondent à une sédimentation d'estuaire. Le sommet des sables crétacés est grésifié et aucun témoin daté de terrain crétacé plus récent n'est connu dans cette région. Cependant, dans le fossé d'effondrement déjà signalé près du massif de Perseigne, les sables cénomaniens sont recouverts par des cailloutis intercalés dans des sables très grossiers non datés; ces cailloutis siliceux proviennent apparemment d'un remaniement du Crétacé. Ce niveau détritique particulier pourrait s'être mis en place au cours de la période continentale comprise entre la fin du Cénomanienn et le début du Bartonien (s./.). L'absence de roches paléozoïques remaniées dans ce placage situé à moins de deux kilomètres du massif de Perseigne conduit à penser que ce dernier ne s'est soulevé d'une manière notable que tardivement au Tertiaire.

Tertiaire

Un seul gisement de sable tertiaire est connu sur le territoire étudié, dans le panneau effondré à l'Est de la Fresnaye-sur-Chédouet.

Au-dessus des cailloutis cités précédemment, dont l'âge crétacé ou tertiaire reste imprécis, on observe en effet plusieurs mètres de silts blancs à violacés, avec une passée noire. Bien que ce faciès se soit révélé aphytique, il montre une lithologie très comparable à celle de niveaux traversés récemment en forage près de Fyé (feuille Fresnay-sur-Sarthe) et datés de l'Eocène supérieur (Auversien probable) par l'étude palynologique de J.-J. Châteauneuf.

Les dépôts tertiaires de la Fresnaye-sur-Chédouet sont très probablement de même âge; ils sont grésifiés au sommet et quelques blocs démantelés sur place portent les traces d'un poli éolien. Après démantèlement, une forte pédogenèse tertiaire ou quaternaire a affecté le sommet des sables sur plusieurs mètres d'épaisseur. Elle a entraîné une migration de silice à l'intérieur du dépôt sableux, avec formation de rognons et de plaquettes centimétriques à décimétriques, à ciment principalement siliceux (opale et calcédonite).

Sur la feuille Alençon, certaines lignes de fractures anciennes, en particulier

les failles qui limitent le massif d'Écouves au Sud et celui de Perseigne au Nord, ont sans doute joué à plusieurs reprises au Tertiaire, peut-être même encore au Quaternaire; il est de toute façon certain que ces accidents ont eu un rejeu important postérieurement au Cénomaniens.

Quaternaire

Pendant le Quaternaire, plusieurs périodes froides au cours desquelles se mettent en place la plupart des éboulis pierreux sur les massifs anciens alternent avec de longs intervalles à climat tempéré à chaud.

Les rivières s'encaissent profondément dans les massifs, comme la Briante dans celui d'Écouves ou plus modestement la Sarthe dans la plaine d'Alençon et les collines du Perche. Des cônes d'alluvions s'accumulent au pied des massifs anciens; au Sud du massif d'Écouves, la base assez sableuse de ces dépôts pourrait dater d'un Quaternaire ancien, sinon même du Tertiaire terminal. La Sarthe abandonne ses alluvions anciennes sur des terrasses de plus en plus basses au cours de son enfoncement. Sous régime périglaciaire et particulièrement lors de la dernière glaciation, des loess sont apportés par les vents dominants d'Ouest et de Sud-Ouest et se déposent principalement sur les terrains secondaires entre les massifs anciens à fort relief.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS SÉDIMENTAIRES (ET VOLCANIQUES INTERSTRATIFIÉS)

Protérozoïque supérieur

b3. Briovérien supérieur. Flysch schisteux et grauwackeux. Le Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la carte affleure au cœur d'une aire anticlinale située sur le rebord méridional du massif d'Écouves, entre Radon et Bursard. Un témoin isolé existe plus à l'Ouest, pincé dans les écaillés du Froust. En outre, les terrains briovériens constituent le substratum du Paléozoïque de Perseigne, où ils apparaissent au Nord-Est dans le secteur de Louzes. Les faciès schisto-gréseux de type flysch (b3) et les « schistes à galets disséminés » sont caractéristiques du Briovérien supérieur de cette partie du Massif armoricain.

Le flysch montre des alternances rythmiques de grauwackes, souvent granoclassées, de *siltstones* finement straticulés de grès et de schistes ardoisiers. Les meilleurs points d'observation se situent dans les tranchées de routes et de chemin de fer à Saint-Gervais-du-Perron.

Un niveau de « schistes à galets disséminés » est reconnu à la Goderie, à l'Ouest de Bursard ($x = 442,35$; $y = 95,80$). Dans une matrice grauwackeuse fine sont dispersés de petits galets et graviers dont la taille maximale n'excède pas 2 cm. Il s'agit exclusivement de quartz et de phanite. Un autre horizon, non représentable en raison de sa faible épaisseur, est repéré sous la forme de grauwackes à graviers disséminés dans la tranchée de la route Alençon—Sées à l'Est de l'étang de Pesnelle. Ces gisements ont peut-être la même signification que les tillolides du Maine (Pont-Landry, Parennes) où certains caractères sédimentaires évoquent une origine glacio-marine.

b3γ; s4. Briovérien supérieur métamorphique. Des schistes tachetés, non affleurants, qui appartiennent à l'auréole thermométamorphique du granite cadomien de Saint-Pierre-des-Nids, ont été recueillis lors de sondages effectués aux environs de Cuissai (*cf.* implantation précise sur la carte).

Paléozoïque

Cambrien

En l'absence de faune caractéristique, tous les sédiments et volcanites situés entre la pénéplaine cadomienne et la surface infra-arénigienne scellée par le dépôt du Grès armoricain sont rapportés à un système cambrien *sensu lato* pouvant englober à son sommet le Trémadocien. Ces dépôts épicontinentaux se répartissent selon trois provinces sédimentaires distinctes (*cf.* Histoire sédimentaire). Du Nord-Ouest au Sud-Est, la puissance varie de 500 à 1 700 mètres.

k1. Cambrien inférieur. Conglomérats et arkoses. Une bande de quelques mètres de conglomérats violacés surmontés d'arkoses s'étend du Nord vers le Sud depuis la maison forestière des Chauvrières jusqu'à l'étang de Radon. Cette formation repose en discordance sur le socle cadomien (Briovérien supérieur); elle n'était pas reconnue sur la carte Alençon à 1/80 000.

Le conglomérat de base du Cambrien est visible au Nord-Est de l'étang de Radon ($x = 435,05$; $y = 93,10$) et dans le bois des Clairets au Sud-Est et à l'Est du carrefour du Diable. Une pâte arkosique étirée y cimente des galets roulés dont la répartition (quartz exclus) est la suivante: cornéennes cadomiennes (22 %), grauwackes et *siltstones* briovériens (78 %).

k2. Cambrien inférieur. Schistes et calcaires. Des argilites noires à cachet sub-ardoisier, entrecoupées d'interlits gréseux, occupent la dépression qui relie la maison forestière des Chauvrières à l'étang de Radon. Ces schistes, anciennement attribués au Briovérien, affleurent dans la pente au Nord de l'étang ($x = 434,90$; $y = 93,00$) où ils constituent les terrains encaissants des calcaires. L'analyse radiocristallographique de la phase argileuse décèle un mélange de quartz, illite bien cristallisée et chlorite.

Trois témoins d'une sédimentation carbonatée existent sur le territoire de la carte: l'un situé à Radon, les deux autres (la Galochère, la Cusselière) placés dans l'auréole thermique du granite d'Alençon.

Les calcaires gris ou bleus de Radon affleurent en position renversée sur la rive nord-orientale de l'étang; ils traversent certainement ce dernier, car ils ont été atteints par les travaux de la station de pompage de la rive ouest. La stratification en petits bancs est soulignée par des horizons schisteux. Des laminations « vacillantes » à l'intérieur de certains bancs sont des stromatolithes analogues aux *algal mats* actuels. En lame mince, on note une recristallisation accentuée de ces microsparites où ne subsistent que de rares fantômes d'oolithes ou autres intraclastes.

k/p. Cambrien moyen (?). Rhyolites ignimbritiques d'Ecouves. Le complexe volcanique acide d'Ecouves, connu sous le nom de « rhyolite d'Ecouves » ou « porphyre du Bouillon », est interstratifié dans les sédiments cambriens. Il appartient à la province volcanique du Maine (d'Ecouves en Charnie) qui s'allonge du Nord-Est au Sud-Ouest sur environ 150 km, au bord sud-est de la Mancellia. Sur le territoire de la carte, les émissions volcaniques se localisent aux deux extrémités de l'anticlinal d'Ecouves, dans la terminaison périclinale de Saint-Didier-sous-Ecouves à l'Ouest (la Ferté-Macé, 1/50 000), dans le cirque du Bouillon à l'Est. Les volcanites, encadrées de formations arénacées résistantes, y occupent des dépressions couvertes d'altérites à illite-kaolinite-montmorillonite. En marge du massif d'Ecouves, existent également des panneaux de volcanites tectoniquement isolées, restes du flanc sud d'une

structure synclinale : le Froust, Radon, les Chauvières. Enfin, au Sud de la carte, des métavolcanites (auréole thermique du granite d'Alençon) apparaissent dans l'unité d'Héluop.

Les produits de l'activité volcanique acide sont dominés par l'importance des nappes ignimbritiques; celles-ci recouvrent plus des 9/10 de la région volcanisée et ne laissent que peu de place aux brèches d'intrusion et à de minces niveaux de projections fines, non figurés à l'échelle de 1/50 000 : tuffites au Nord du Tertre dans la tranchée de la route Alençon—Sées; cinérites intercalées dans des grès cambriens au Nord de Pussou, sur la rive orientale du ruisseau de Neauphe.

● **Brèches d'intrusion.** Une masse de brèches violacées à ciment lavique s'étend selon une direction NE—SW depuis le Nord-Est de la Guiltière jusqu'aux rives des étangs de Livaie (la Ferté-Macé, 1/50 000). Un témoin de brèches identiques a été retrouvé dans les écailles tectoniques du Froust ($x = 430,65$; $y = 90,55$).

La lave violacée hyalomicrolitique, cimentant les fragments, renferme des lattes de plagioclases soulignant une texture fluidale. Les éléments monogéniques de la brèche (0,5 à 2 cm) sont formés d'une lave à microlites plagioclasiques (albite basse température; 0 à 5 % An), non orientés, accompagnés de multiples cristaux opaques représentant les restes d'anciens minéraux ferro-magnésiens. Cette roche à chimisme acide et sodique (cf. A.C. n° 3, la Ferté-Macé, 1/50 000) est issue de la bréchification d'un bouchon de lave consolidée par l'intrusion d'un second corps lavique.

● **Rhyolites ignimbritiques.** La puissance des nappes ignimbritiques atteint au maximum 300 mètres en Ecouves. Le faciès le plus répandu est celui d'une ignimbrite flammée, porphyrique, à cristaux de quartz, feldspaths potassiques et plagioclases; les enclaves sont en proportion variable. Les meilleures observations se feront au Rocher et à l'Est de la maison forestière du Canard (anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves), le long de la Vandre à l'Est du Moulin à Tan et à l'Ouest de Mesnilgault (anticlinal du Bouillon). Au microscope, les phénocristaux offrent une fracture pyroclastique et se répartissent sans préférence entre les flammes et la mésostase. Il s'agit de quartz automorphes souvent éclatés, à golfes de corrosion, feldspaths sodi-potassiques perthitiques (orthose ou microcline), plagioclases de la série albite-oligoclase, à structure de basse température, séricitisés, biotites chloritisées. Les flammes sont des fragments plus ou moins étirés de verre ponceux; la mésostase dévitrifiée, finement recristallisée, révèle, dans quelques cas privilégiés, une multitude d'échardes de ponce ou vitroclastes, résultant de l'éclatement du bain silicaté vésiculé.

Un faciès particulier d'ignimbrite rubanée existe au Nord-Est du Tertre ($x = 440,35$; $y = 97,15$). Cette roche aphyrique présente un verre peu vésiculé, perlitique, où s'observe une amorce de rubanement par coalescence de vésicules. Il convient également de signaler des faciès de cataclase des rhyolites ignimbritiques; les volcanites schistosées verdâtres à quartz automorphes et fantômes de feldspaths (« blaviérite » des anciens auteurs) constituent en particulier le soubassement de la Chapelle-près-Sées.

Les analyses chimiques (A.C. 1 à 3,5 à 8) soulignent que les ignimbrites sont des roches siliceuses à hyper-siliceuses (SiO_2 moyen : 74 %), sodi-potassiques (plus potassiques que sodiques : 5 % contre 2 % en moyenne), pauvres en calcium, fer total et magnésium.

k3. Cambrien moyen (?). Grès suprarhyolitiques (Ecouves) avec conglomérat de base. Les formations sédimentaires supra-volcaniques

débutent localement par un mince conglomérat, tel celui repéré à 125 m au Nord-Ouest de la maison forestière de Radon. Il s'apparente au poudingue de Livaie (la Ferté-Macé, 1/50 000) bien que sa composition soit ici uniquement à base de grauwackes briovériennes et de cornéennes. Une série de grès feldspathiques et d'argilites bioturbées, vertes et violacées, recouvre le conglomérat ou directement les volcanites. Les termes de base sont quelquefois tufacés : *silstones* violacés à quartz rhyolitiques, fragments laviques et biotites au Sud des carrières de Fontaineriant ($x = 436,75$; $y = 99,65$), grès tufacés ferrugineux à fragments ponceux, chemin au Sud-Ouest du champ de tir de Radon. Au sommet de la série, viennent des grès-quartzites feldspathiques, plus lessivés, de teinte saumon à verdâtre.

Les meilleurs affleurements de la série supra-volcanique en Ecouves se situent :

— dans l'anticlinal du Bouillon : carrefour de la Butte Rouge (grès et *silstones*), carrière des Vaux à l'Est de Fontaineriant (grès feldspathiques supérieurs),

— à Radon : carrière du champ de tir (*silstones* verdâtres à minces passées gréseuses en contact anormal avec le Grès armoricain).

Vers l'Est du massif d'Ecoves, la série supra-volcanique s'épaissit, ce qui permet de distinguer des termes de base, k3a, et des termes supérieurs, k3b.

k3a. Grès feldspathiques et schistes. Le type de cette formation peut être pris dans la carrière de la Goderie, à l'Ouest de Bursard ($x = 442,35$; $y = 95,75$), ou dans les pointements de socle d'Essay (route de Boitron). Des grès feldspathiques, gris-vert à roses, hétérométriques, à feldspaths illitisés, alternent avec des *silstones* verts et noirs.

k3b. Quartzites plus ou moins feldspathiques. Une série de quartzites gris rosé, piquetés de feldspaths, prend place sous le Grès armoricain. Ces quartzites offrent un cachet ordovicien par leur ichnofaciès (*Skolithos* et *Cruziana*); cependant, des intercalations d'argilites noirâtres et d'horizons cinéritiques (au Nord de Pussou) permettent de placer ces quartzites dans le Cambrien (*s.l.*). Le passage au Grès armoricain est exposé dans la carrière de Boitron (partie ouest) où successivement s'observent :

— grès-quartzites feldspathiques, rosés à blancs, à intercalations d'argilites et de niveaux verdâtres phylliteux (anciens niveaux volcaniques ?),

— grès-quartzites fins à rares intercalations argileuses,

— grès-quartzites clairs en bancs métriques (Grès armoricain) interrompus de minces passées de conglomérats quartzeux (4 à 5 niveaux).

k4. Cambrien moyen (?). Schistes à Lingules (Perseigne). Cette formation est localisée au massif de Perseigne où elle ne connaît, sur la carte Alençon, qu'une faible extension. La puissance atteint 250 mètres. Elle se compose d'une alternance millimétrique ou centimétrique d'argilites bleu-vert et de *silstones* clairs à fine stratification oblique. La bioturbation est fréquente. Des gisements situés sur la carte Fresnay-sur-Sarthe (1/50 000) ont livré des *Obolidae* dont le cachet n'exclurait pas un âge ordovicien. La proposition d'un âge cambrien moyen pour ces Schistes à Lingules repose sur des corrélations lithostratigraphiques à l'échelle du Massif armoricain; elle ne doit être envisagée qu'à titre d'hypothèse.

k-01. Cambro-Trémadocien. Grès de la vallée d'Enfer (Perseigne). La succession cambro-trémadocienne se termine avec cette puissante formation (900 m ?) dans le massif de Perseigne. Les meilleurs affleurements se situent

sur la carte voisine Fresnay-sur-Sarthe (vallée d'Enfer). La sédimentation des schistes verts du précédent niveau se maintient durant la moitié inférieure de la formation sous forme d'intercalations métriques ou décimétriques à l'intérieur du faciès arénacé qui domine maintenant. Parallèlement, les grès offrent une teinte gris sombre avec des rubanements violacés et passent vers le tiers supérieur à des grès rouges bigarrés.

En lame mince, ces grès très fins (grain moyen : 80 à 120 μm) montrent un assez bon classement; les grains sont subanguleux à subarrondis; la fraction feldspathique, totalement altérée, atteint 15 à 20 %; la quartzification secondaire respecte le film d'oxydes ferriques recouvrant tous les grains.

Le cortège des minéraux lourds n'est composé que d'ubiquistes : zircon (70 %), rutile (22 %), tourmaline (8 %). On note que ce cortège, en raison du taux relativement élevé de rutile, possède déjà un cachet ordovicien.

Les grès de la vallée d'Enfer sont comparables au plan de la lithologie et de l'altitude stratigraphique aux *Grès ferrugineux de Blandouët* (Coëvrans); un âge trémadocien est généralement admis dans le Massif armoricain pour ces séries rouges subordonnées au Grès armoricain.

Ordovicien

Par son alternance majeure d'orthoquartzites et d'argilites noires, la succession rapportée à cet étage (environ 1 000 m !) est comparable à celle des régions voisines, à l'exception de sa partie supérieure.

o2. Arénigien. Grès armoricain. Dans le massif d'Ecouves, le Grès armoricain commande la morphologie, occupant toutes les crêtes depuis les cotes 325 jusqu'à 413 m, point culminant au signal d'Ecouves. Epais de 350 m dans ce massif, ces quartzites blancs, massivement stratifiés, contiennent des passées conglomératiques à dragées de quartz vers la base. La puissance paraît supérieure dans le massif de Perseigne (500 m) et le conglomérat basal n'y a pas été observé.

En lame mince, ces orthoquartzites à grain moyen montrent un classement médiocre. Le cortège des minéraux lourds est constitué de minéraux ubiquistes : zircon, rutile (plus de 20 %), tourmaline et, plus accessoirement, anatase et brookite. Des concentrés (placers) de rutile et de zircon ont été repérés dans le tiers supérieur de la formation. Ces quartzites habituellement très résistants font place localement à des faciès d'altération pédologique tels les grès à ciment de goethite de la carrière du Puits de la Roche (Sud-Est des Ventes-du-Four, massif de Perseigne) ou les sables rubéfiés d'une carrière située au Nord-Ouest de la Croix de Médavy (Ecouves).

Le Grès armoricain est peu fossilifère. Toutefois des fragments de Trilobites ont été recueillis dans des blocs issus de la crête à l'Est de la maison forestière de la Fontaine Maçonnée. *Ectenoglossa lesueuri*, la Lingule caractéristique, existe dans le massif de Perseigne, au Sud de Louzes. Les terriers (*Skolithos*, *Vexillum*) sont plus abondants ainsi que les pistes (*Cruziana*) et traces de repos (*Rusophycus*) de Trilobites. Des exemples remarquables de cet ichnofaciès sont exposés dans les carrières occidentales de Fontaineriant (Ecouves) ainsi que dans l'ancienne tranchée de voie ferrée au Sud du Clos-Loret (massif d'Héloupe, Ouest d'Alençon).

Un âge arenig supérieur peut être proposé pour le Grès armoricain en fonction du gisement de Trilobites connu dans les Coëvrans à la partie supérieure de cette formation.

o3-4. Llanvirnien—Llandeilien. Schistes du Pissot. Ces schistes, anciennement nommés Schistes à Calymènes, ont une puissance de près de 200 m en

Ecouves et seulement 40 m dans le massif de Perseigne. Ils se composent d'argilites noires micacées, à faciès ardoisier, admettant de minces lits gréseux bioturbés. Le cortège des minéraux argileux est à base d'illite bien cristallisée et de chlorite. Un horizon de minéral de fer oolithique se présente au sommet de la formation dans la concession de Sées au Sud d'Escure. D'autres indices de schistes minéralisés oolithiques sont reconnus à la Verrerie du Gast et à l'Est du point coté 307 (Sud-Est de l'Hermitage).

Dans le massif de Perseigne, le minéral repéré est situé vers la base des schistes.

Des horizons fossilifères se rencontrent préférentiellement dans des *siltstones* micacés gris, situés près du toit de la formation. Ils renferment des Trilobites (*Neseuretus* sp.) et des Brachiopodes. Position des gisements d'Ecouves : Nord de Bézier ($x = 435,90$; $y = 95,90$), Sud du carrefour de la Fosse à la Femme ($x = 431,65$; $y = 95,25$). L'âge de cette formation est défini dans la localité-type du Pissot (Domfront, 1/50 000) grâce à deux gisements fossilifères principaux fixant la base à la limite Arenig—Llanvirn et le toit au Llandeilo inférieur.

Les dépôts de solifluxion issus des crêtes de Grès armoricain masquent généralement ces schistes, mais signalons que la série est particulièrement bien exposée dans le lit de la Vandre, à l'Est du carrefour de Carrouges (extrémité orientale de la forêt d'Ecouves).

o4-5. **Llandeilien—Caradocien. Grès de May.** Les Grès de May développent une alternance de grès quartzites bigarrés gris et rosés en gros bancs, de grès micacés verdâtres et d'argilites sombres en plaquettes. Les interbancs schisteux deviennent prépondérants au sommet de la formation. Des rides d'oscillation et des surfaces de dessiccation ont été relevées. L'épaisseur approximative est de 300 m dans le massif d'Ecouves et 500 m dans le massif de Perseigne.

Les Grès de May possèdent généralement un grain fin. Des minéraux ubiquistes constituent le cortège des minéraux lourds : zircon, rutile, tourmaline et plus accessoirement anatase et sphène.

La faune est rare. On peut toutefois citer le gisement situé au Nord du Cercueil (Argentan, 1/50 000) où ont été recueillis des Trilobites (*Calymenella*), des Lamellibranches (*Modiolopsis*) et des Brachiopodes (Orthidés).

Les meilleurs affleurements de la carte se situent en forêt d'Ecouves, soit au flanc nord (cluse au Nord de la Verrerie du Gast et cluse du ruisseau de la Forêt au Sud de la Ferrière-Béchet), soit au flanc sud (rochers du Vignage au Nord de l'Hermitage).

o5. **Caradocien inférieur. Schistes du Pont-de-Caen.** L'entrée dans cette formation (anciennement *Schistes supérieurs* ou *Schistes à Trinucleus*) s'effectue progressivement par l'envahissement d'argilites sombres dans les termes gréseux du Grès de May supérieur. Les argilites noires, peu fissiles, renferment une fraction argileuse d'illite dominante (2/3) et de chlorite (1/3). La bonne cristallinité de l'illite souligne la forte empreinte diagénétique du cortège phylliteux. Des horizons minéralisés oolithiques se rencontrent dans la série : à l'Est du Cercueil ou à l'Est-Nord-Est de la Ferrière-Béchet (synclinal de Sées).

Cette formation, épaisse d'une centaine de mètres, contient régionalement plusieurs gisements fossilifères dont l'un, au Nord de Domfront (le Pont-de-Caen), justifie son appellation. Sur le territoire de la carte de nombreux points fossilifères sont repérés :

— dans le synclinal de Sées : ruisseau de Blanchelande, à Champ-Germain (limite de carte Alençon—la Ferté-Macé); APRËL (mairie du Cercueil); sortie est

de Tanville; deux gisements au Sud de Saint-Hilaire-la-Gérard; chemin au Nord des Grands-Champs; Sud de la Ferrière-Béchet;

— Est du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois : petite route au Nord-Est de l'Hermitage ($x = 432,50$; $y = 92,80$).

Le matériel recueilli dans ces divers gisements comprend des Trilobites (*Plaesiacomia* aff. *rara*, *Klouceka*? *dujardini*; *Onnia* sp.), des Ostracodes (*Ceratopsis* aff. *hastata*, *Bollia henningsmoeni*, *Primitiella* sp.), des Graptolithes (*Diplograptus compactus*) et des Chitinozoaires. Cet assemblage date du Caradocien inférieur.

o6. Ashgillien. Calcaire des Vaux. L'unique affleurement connu dans le synclinal de Sées, au Nord des Vaux ($x = 430,75$; $y = 101,10$), comprend deux lentilles métriques intercalées dans des argilites noires minéralogiquement identiques aux schistes du Caradocien. Ce sont des calcaires micritiques gris clair à bioclastes : Crinoïdes, Bryozoaires rameux, Trilobites et Ostracodes. Le mauvais état de conservation des fossiles explique les divers âges proposés, Silurien ou Dévonien inférieur, dernier âge admis sur la carte Alençon à 1/80 000.

L'assemblage de Conodontes, récemment analysé, se compose principalement des formes suivantes : *Amorphognathus ordovicicus*, *Ambalodus triangularis*, *Tetraprioniodus superbus*, *Keislognathus gracilis*, *Goniodontus superbus*, *Sagittodontus dentatus*, *Istorinus erectus*, *Sagittodontina separata*. Cette faune est caractéristique de la zone à *A. ordovicicus* qui correspond à l'Ashgillien et englobe peut-être l'extrême sommet du Caradocien (zones graptolithiques à *Diplograptus complanatus* et *D. anceps*).

Des calcaires à faune identique de Conodontes sont remaniés dans les dépôts glacio-marins fini-ordoviciens (*tillite de Feuguerolles*) des régions voisines (synclinaux de Domfront et de Villaines-la-Juhel). L'importance stratigraphique des Calcaires des Vaux vient enfin de ce que leur faune de Conodontes est strictement semblable à celle des diverses formations européennes : calcaire des minerais de fer de Thuringe, calcaire de Keisley dans le Westmorland, *Tonlaser-kalke* des Alpes carniques, calcaire de Boda (Suède), calcaire d'Urbana en Sierra Morena (Espagne).

Silurien

s1-4. Llandovérien à Post-Ludlowien. Schistes fins, plus ou moins ampélitiques. La série ampélitique occupe le fond du synclinal de Sées et de celui de Saint-Nicolas-des-Bois prolongé de son diverticule en forêt d'Ecouves. La formation se compose d'ampélites noires, altérées superficiellement en argiles bariolées, et de schistes en fines plaquettes et minces niveaux de quartzites noirs, micacés, à stratification oblique et filonnets quartzeux. Les ampélites, rarement affleurantes, sont mises à jour lors de travaux (adduction d'eau, puits); une surcharge sur la carte situe ces lieux. L'ensemble des dépôts fins contient un cortège de trois minéraux argileux : illite, chlorite et pyrophyllite. Ce dernier minéral est symptomatique de la sédimentation siluro-dévonienne régionale. En outre, un interstratifié régulier illite-montmorillonite apparaît quelquefois dans les faciès ampélitiques.

En raison de la profonde altération des ampélites, il est difficile de préciser leur âge à l'intérieur du groupe d'étages Llandovérien à Post-Ludlowien. Des Graptolithes wenlockiens (*Monograptus priodon* et *Pristiograptus dubius*) ont été reconnus dans le synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois à la Saussaye ($x = 428,15$; $y = 89,95$). Dans le synclinal de Sées, le gisement de la Ferrière-Béchet (berges du ruisseau, $x = 432,92$; $y = 100,45$) est du même âge

avec des Graptolithes (*Pristiograptus dubius* et *Monograptus flemingii*), des Brachiopodes (*Cardiola interrupta*), des Hyolithes et des Ostracodes. Toujours dans ce synclinal, des Graptolithes mal conservés ont été recueillis au presbytère de la Ferrière-Béchet, à la Rotation et à Fontaineriant ($x = 437,80$; $y = 101,40$). Enfin, des nodules pyriteux à Orthocères existent à l'Étre Perreaux, l'Aunai Gêru et l'Étre Savary.

Dévonien

s4-d1. **Siluro-Gédinnien. Série comprehensive de schistes et quartzites.** Sous ce terme est désignée une série d'argilites et de *siltstones* sombres à patine rougeâtre renfermant des micas détritiques mordorés, interrompue de minces niveaux quartzitiques. Ces faciès se placent entre les ampélites et les niveaux datés du Gédinnien. Ils n'ont pas livré de faune.

Les dépôts fins se caractérisent par la présence quasi constante de pyrophyllite, accompagnée d'illite et de chlorite. Ils occupent l'axe du synclinal de Saint-Nicolas-dès-Bois, où, armés de petits bancs de grès sombres micacés, ils constituent une suite de buttes dominant la dépression ampélitique. Cette série se prolonge vers l'Est en Ecouves (Mont-au-Coq) et affleure au carrefour de Radon. Dans le synclinal de Sées, elle est reconnue à la Bellentière et au Sud de l'Étre Ledrel, ainsi qu'à l'Ouest de la Lucoterie.

d1. **Gédinnien. Grès à *Platyorthis monnieri*.** Ces grès fins, bien classés, feldspathiques, de teinte sombre à patine rousse admettent des passées d'argilites noires micacées. Le passage avec la formation précédente paraît continu. Fréquemment fossilifères, ces grès se rencontrent :

— dans le synclinal de Sées où l'unique lambeau s'étend entre la Bellentière et la Haute-Folie; un gisement fossilifère est repéré à 150 m au Sud-Est de cette dernière ferme ($x = 432,00$; $y = 101,10$), avec *Platyorthis monnieri*, *Pleurodictyum* sp., entroques et plaques de Cystidés;

— dans le synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois où trois témoins de la formation s'échelonnent depuis le Hamel (la Ferté-Macé, 1/50 000) jusqu'au bois de la Haie du Froust. Ils ont livré au Hamel et au Sud de Saint-Nicolas-des-Bois : *Pleurodictyum constantinopolitanum*, *Stropheodonta explanata*, *Leptaena thisbe*, *Parahomalonotus*, *Acaste*, entroques et plaques de Cystidés. Cette faune, antérieurement attribuée au Siegenien inférieur, est placée dans le Gédinnien en fonction d'informations complémentaires issues de la succession de Saint-Cénére (Mayenne).

Terrains secondaires et tertiaires

15-7. **Pliensbachien à Toarcien inférieur. Conglomérats, grès grossiers, calcaires et argiles sombres à la base, sables et grès fins clairs au sommet.** La transgression jurassique atteint tardivement la région au cours du Pliensbachien, à la limite Carixien—Domérien. Les dépôts, peu épais (2 m à l'Ouest, 10 m à l'Est), du Jurassique inférieur n'étaient jusqu'à présent pas connus. Ils affleurent mal, car ils ont été débordés et remaniés par les transgressions postérieures. Dans les dépressions séparant les massifs d'Écouves et de Perseigne, des sondages les ont fait connaître récemment sous les formations carbonatées du Jurassique moyen. Sur le socle paléozoïque altéré, ces dépôts sont de nature variée :

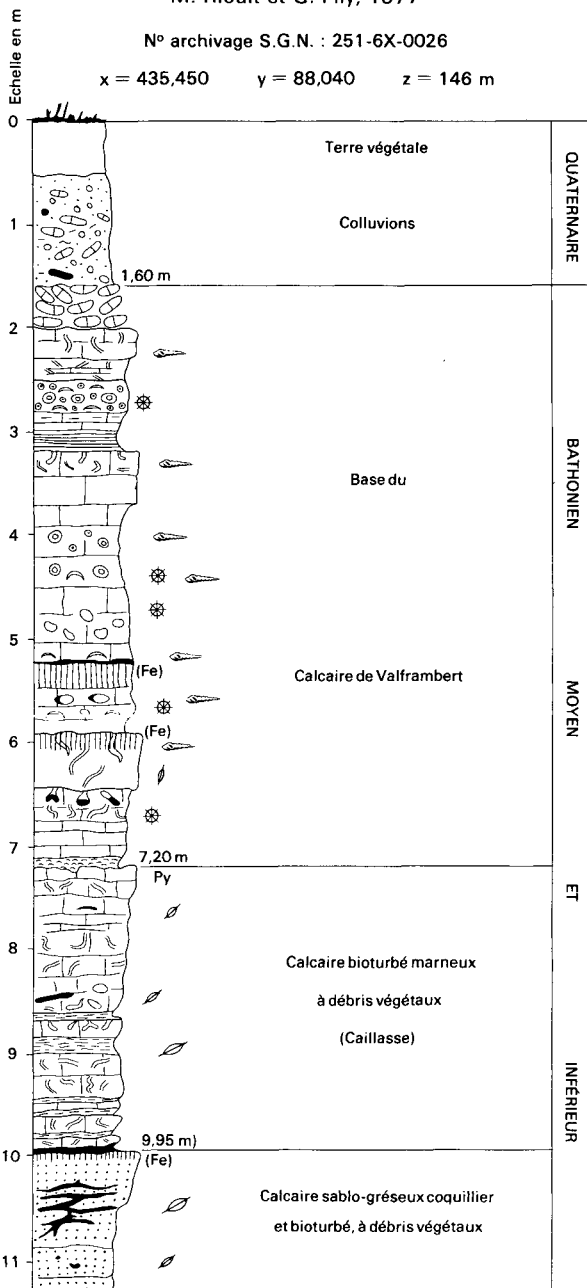
— à Valframbert (6-26) ce sont des grès grossiers et conglomérats, à matrice argileuse noire, remaniant kaolinite et minéraux résiduels du socle, ou carbonatée brunâtre, riche en matière organique végétale, en sulfures

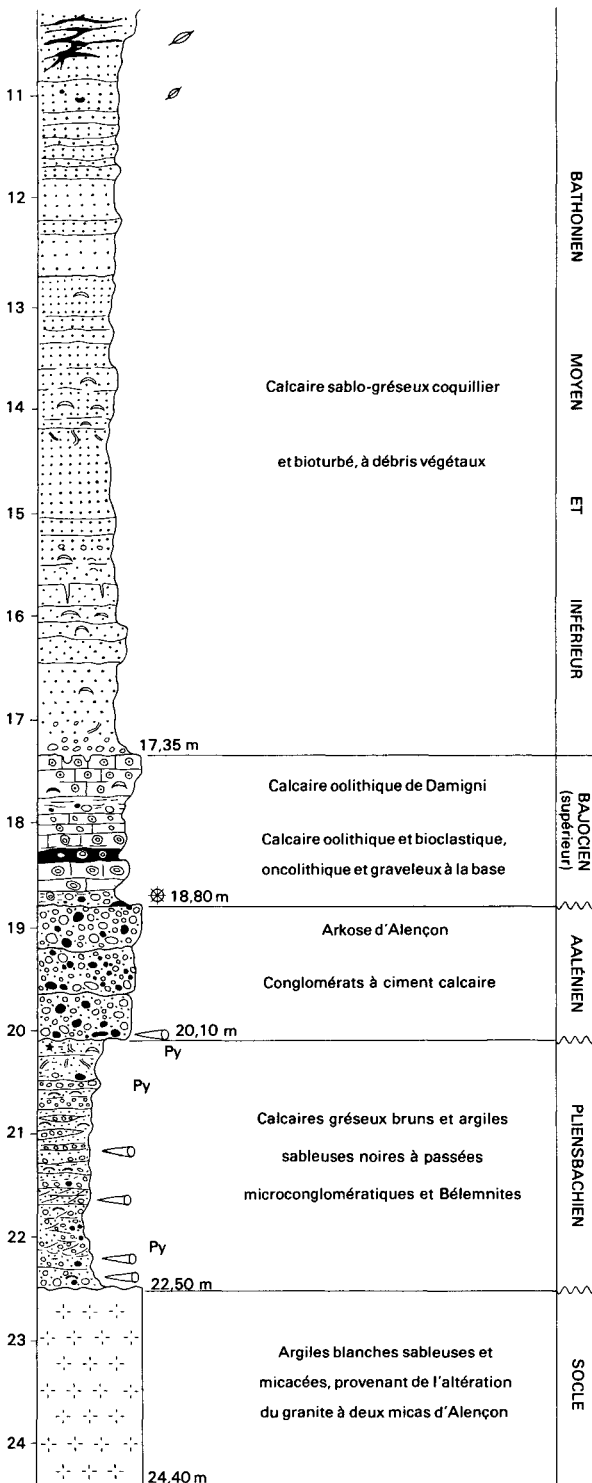
Forage carotté (1977) de Valframbert

M. Rioult et G. Fily, 1977

N° archivage S.G.N. : 251-6X-0026

x = 435,450 y = 88,040 z = 146 m





métalliques et en bioclastes (Bivalves, Echinodermes, Bélemnites, petits Foraminifères et Ostracodes, dents et écailles de Poissons). Les sables et graviers, mal classés, sont moins grossiers qu'à l'Aalénien : ils contiennent de nombreux éléments remaniés du granite d'Alençon kaolinisé (micas, minéraux lourds). La stratification oblique ou entrecroisée est soulignée par les micas et bioclastes. Le toit de la séquence (2,40 m) est érodé sous le conglomérat aalénien. Les grosses Bélemnites (*Passaloteuthis* sp.) présentes de la base au sommet, les fragments de Bivalves et la microflore (nombreux *Classopollis*, *Tsugaepollenites mesozoicus*, *Exilipollenites scabratus*, spores plus rares de type *Foveotriletes*, *Uvaesporites*, *Leptolepidetes*) sont d'âge domérien;

— à Sémallé (6-24), des lits argileux noirs encadrent et séparent de gros bancs de calcaires lumachelliques, à fragments de tests épais de Bivalves recristallisés en calcite blanche et disposés parallèlement ou les uns contre les autres, en laissant peu de place à la matrice micritique et magnésienne. Ce faciès est celui du Calcaire du Moulin de Jupilles, connu au Sud d'Alençon et daté du Domérien par sa faune de Mollusques (*Cochlearites*, *Protodiceras*, *Durga*, *Isognomon*). C'est le jalon le plus septentrional des Calcaires gris de Vénétie ou des Calcaires à *Lithiotis*, caractéristiques du Domérien sur le pourtour de toute la Mésogée (du Portugal et du Maroc jusqu'à Timor). Ce témoin, isolé dans le Bassin parisien, ceinture apparemment l'îlot de Perseigne et s'engage dans les chenaux au Nord et au Sud des paléoreliefs d'Héloup. C'est un faciès très littoral; les grands Bivalves vivaient comme les Huîtres de nos côtes, en bancs dans l'étage infralittoral, dans des eaux marines chaudes, bien aérées, riches en suspensions nutritives. Au fond du golfe sarthois, ces conditions favorables existaient au débouché d'estuaires marécageux et tourbeux sur une côte irrégulière longée par des courants venant du Sud. Ces bancs de coquinites domériennes (2 m) sont recouverts par 0,20 m de sables fins clairs micacés, lités, ravinés sous les graviers aaléniens;

— un placage sableux, conservé sur le rebord nord-est du massif de Perseigne, près de Louzes, au Sud-Ouest de la ferme Saint-Loup et traversé en sondage sur la bordure nord de la feuille Fresnay-sur-Sarthe ($x = 450,85$; $y = 81,85$; $z = + 216$), montre une dizaine de mètres de sables fins, clairs, azoïques, à passées rosées ou rougeâtres plus argileuses ou carbonatées, lits micacés ou graveleux, reposant sur environ 1 m d'argiles noires (kaolinite dominant sur illite), riches en débris végétaux, pollens et spores (*Sphaeripollenites granulatus*, *S. scabratus*, *Classopollis chateaunovi*, *Eucommodites troedsoni*, *Araucariacites* sp., rares *Dissaccates*, *Gleicheniaceae*, *Tasmanaceae*) et microplancton (*Michrystidium fragile*, *Nannoceratopsis* sp.), assemblage indiquant le Domérien—Toarcién inférieur. Ces argiles noires reposent sur le socle ancien altéré. Le sommet des sables fins supérieurs est tronqué sous les couches aaléniennes. Cette coupe est très voisine de celles qui sont accessibles au pied de la cuesta de Saint-Rémy-du-Val (feuille Mamers), datées également du Domérien et du Toarcién inférieur par leurs macrofossiles. Les vestiges de dépôts toarciens s'amincissent d'Est en Ouest pour disparaître au voisinage d'Alençon.

Les faciès domériens (argiles sableuses noires basales et sables fins plus ou moins argileux et ferrugineux) sont donc présents au Nord du massif de Perseigne. Ils ont été rencontrés dans les sondages anciens de Montigny et de Ménil-Erreux, au contact du granite d'Alençon kaolinisé sur un vingtaine de mètres. Ce faciès est à relier aux argiles noires ligniteuses et pyriteuses, associées à des sables fins azoïques, déposés entre les écueils paléozoïques et traversés par nombre de puits (Bursard) et forages (la Chapelle-près-Sées) dans la campagne de Sées.

Enfin un placage sablo-gréseux situé au Nord du massif d'Ecoves, dans les

bois et bruyères à l'Ouest du Cercueil, est rapporté également au Pliensbachien. Ses sables fins, argileux ou ferrugineux, à cordons de graviers quartzeux, étaient autrefois exploités sur 1 à 3 m : ils rappellent ceux de Rânes ou de Sérans, mais ici ne contiennent pas de faune. Ils sont associés à des blocs de grès fins, quartzitiques ou friables, dont certains contiennent des passées conglomératiques ou bréchiques, d'autres des empreintes ou pistes organiques frustes : ces grès évoquent différents faciès des Grès de Sainte-Opportune, également plienschachiens, connus dans une série de témoins entre le massif granitique d'Athis et les contreforts d'Écouves, jalonnant l'extension de la transgression plienschachienne. Ces sables quartzeux fins, non usés, argileux, si riches en kaolinite, sont manifestement issus du remaniement des arènes granitiques et gréseuses de la pénéplaine post-hercynienne.

j1 a. Aalénien. Arkose d'Alençon : galets, graviers, sables, grès calcaires à *Capillirhynchia wrighti*. Cette formation détritique aalénienne est nettement transgressive à l'échelle régionale. D'Est en Ouest, sa base repose successivement sur les couches du Toarcien inférieur en bordure orientale de Perseigne, puis sur celles du Pliensbachien supérieur à l'Est d'Alençon (des Bélemnites domériennes sont remaniées à la base du conglomérat aalénien, notamment à Valframbert), et même directement sur le socle granitique à l'Ouest d'Alençon, depuis Damigni (la Hantelle) jusqu'à Condé-sur-Sarthe (Beauséjour, Hertré, ...) ou sur les schistes briovériens à Cuissai (le Fourneau).

Après un épisode d'érosion, cette formation se dépose sur cette région de la pénéplaine post-hercynienne dont les dépressions étaient en partie comblées par les dépôts plus ou moins consolidés du Jurassique inférieur, entre les reliefs résiduels d'une côte irrégulièrement découpée. L'axe de la dépression d'Alençon était alors, au voisinage d'une ligne Condé-sur-Sarthe—Saint-Germain-de-Corbéis, sensiblement parallèle à la limite sud du granite. L'épaisseur de l'arkose aalénienne est maximale le long de cet axe et diminue de là vers le Sud, l'Ouest et le Nord, de plus de dix à moins d'un mètre. Par ailleurs, ces reliefs résiduels, constitués de pointements granitiques et de crêtes gréseuses paléozoïques, dégagés de leur écorce d'altération par l'érosion marine, augmentent localement l'énergie des courants qui contrôlent la distribution des sédiments et les organismes. Ainsi lessivés, vannés et triés, les produits d'érosion et les restes organiques sont mélangés et répartis sur les fonds, en fonction de la morphologie locale et des courants. La composition dominante et la granulométrie des dépôts permettent de différencier trois secteurs :

— **au Nord**, un secteur proche du rivage, à sédimentation détritique mixte entre la retombée méridionale d'Écouves et les îlots granitiques à l'Ouest d'Alençon. Les sables, bioclastiques et quartzeux, s'y étalent en se mélangeant périodiquement à des apports grossiers de graviers gréseux. L'absence de matrice et les tests désarticulés de Bivalves et de Brachiopodes indiquent un milieu à haute énergie. Ce faciès peu épais (3 à 4 m en moyenne), plus carbonaté, domine entre Cuissai, Lonrai, Colombiers et Radon; des témoins isolés à l'Ouest (comme celui de Montrayé, feuille la Ferté-Macé) s'y rattachent. La phase minérale sableuse est constituée surtout de quartz mal classés; les feldspaths ne dépassent guère 20 %; les graviers gréseux et quartzitiques s'ajoutent à divers quartz. Les bioclastes sont fournis par les Bivalves (Pectinidés, *Plagiostoma*), les Echinodermes (Crinoïdes, Oursins) et les Brachiopodes (*Loboidothyris ingens* (Rollier) est le fossile le plus commun);

— un **secteur médian**, où parmi les écueils domine une sédimentation détritique grossière, entre deux alignements d'îlots granitiques, de Morte-Fontaine à la Hantelle au Nord et de Pont-Percé au centre d'Alençon, au Sud.

Les pointements du granite d'Alençon, vigoureusement érodés jusqu'au plancher de kaolinisation, forment des rochers « à vif » au pied desquels se dépose la véritable Arkose d'Alençon. Suivant la définition originale, il s'agit d'un grès grossier, formé des éléments remaniés de l'arène riche en feldspaths (plus de 25 %), micas et minéraux lourds du granite d'Alençon, mélangés à des bioclastes (essentiellement Crinoïdes, Bivalves et Brachiopodes) et cimentés par de la calcite, de la silice ou de la barytine. Cette arkose comporte des lentilles conglomératiques correspondant à des comblements de chenaux. Ces couches viennent au jour dans la partie basse de la ville, en descendant vers la Sarthe, ainsi que dans le découvert des carrières de granite et dans les puits ou les ouvrages profonds de l'agglomération urbaine. L'Arkose d'Alençon, qu'il faut distinguer des silicifications qui ont affecté tous les niveaux du Pliensbachien supérieur au Bathonien moyen à proximité des failles (voir j1-2^o), présente une grande variété d'aspects, en fonction des combinaisons d'éléments de l'arène, des bioclastes et des ciments; mais les feldspaths sont toujours abondants (25 à 30 %) et les graviers de quartz nombreux (quartz pegmatitiques, dragées de quartz de filon, silice drusique, mêlés à des quartzites ou divers grès). Ses bioclastes sont plus variés et mieux conservés que dans le secteur précédent; parfois ces fossiles sont silicifiés ou épigénisés et remplis par de la barytine : Brachiopodes, Bivalves, Polypiers, Crinoïdes. La macrofaune est composée de Brachiopodes (*Capillirhynchia wrighti* (Dav.), *L. ingens*), Bivalves (*Plagiostoma*, *Liostraea*, *Chlamys*, *Camptonectes*, *Eopecten*, *Ctenostreon elea* (d'Orb.), *Coelastarte*, *Pholadomya fidicula* (J. Sow.), *Ceratomya*), Echinodermes (*Pentacrinites*, *Pygaster*), divers Polypiers. Cet assemblage est caractéristique de la base de la zone à Murchisonae. La puissance varie latéralement : sur les écueils elle est souvent inférieure au mètre (0,80 à 1 m à la Hantelle), mais elle augmente entre les îlots pour atteindre 3 et même 5 m sous Alençon;

— **enfin au Sud et au Sud-Ouest**, accolé à la falaise gréseuse des Aunais, au Nord du synclinal d'Héloup, au-delà des écueils, un secteur à sédimentation détritique fine, entre Condé-sur-Sarthe et Saint-Germain-de-Corbéis. Ce sont des sables fins, rarement argileux, généralement pauvres en bioclastes hors des passées grossières, bancs lenticulaires conglomératiques, gréseux ou lumacheliques. Ces sables étaient autrefois exploités à la Diguetterie (Fosses-aux-Renards) et sont encore extraits à Vaucelles. Ils comportent un conglomérat de base, à galets et graviers siliceux, des séquences de sables fins, feldspathiques (30 à 50 %), à stratification oblique, plus calcaires et plus fossilifères à la partie supérieure. Les minéraux lourds de ces sables, dominés par les ubiquistes, montrent qu'aux éléments empruntés au granite d'Alençon s'ajoutent d'autres minéraux provenant de roches paléozoïques du voisinage, en particulier minéraux de métamorphisme et quartz à extinction roulante issus de l'auréole de métamorphisme des granites cadomiens et hercyniens. Une partie des sables fins, non usés, est remaniée des crêtes gréseuses cambriennes et ordoviciennes, altérées à l'affleurement dans les reliefs résiduels, ainsi que des couches liasiques meubles. L'épaisseur des sables, plus ou moins cimentés ou concrétionnés le plus souvent par de la calcite, atteint ou même dépasse 10 m dans les deux localités. Au sommet, se rencontrent des oolithes calcaires, des Polypiers et des Encrines, sous la surface durcie et perforée qui limite la séquence aalénienne. La faune est rassemblée en lentilles calcaires, avec une ou deux espèces dominantes; les coquilles et les graviers sont mal calibrés. Cette faune voisine des précédentes est bien conservée; en plus des espèces citées, il faut noter la prédominance de *C. wrighti* sur *L. ingens*, la présence de quelques Gastéropodes (Nérinées, Pleurotomaires), rares Céphalopodes (Bélemnites, Nautilés, *Lytoceras wrighti* Buck.), Echinoïdes (*Stomechinus germinans* Desor.) et Polypiers.

Ces trois faciès de l'Arkose d'Alençon passent latéralement les uns aux autres et sont contemporains. Ils s'avancent vers l'Ouest en s'amincissant au-delà de Pacé et Cuissai; ils se biseautent au Nord comme au Sud et se raccordent latéralement, plus ou moins rapidement à des calcaires bioclastiques et gréseux, contenant des silex dans les secteurs les plus abrités. L'arkose est étroitement liée à la dépression d'Alençon, entre Ecouves, Perseigne et le synclinal d'Héloup. Tout semble indiquer que le décapage de l'écorce d'altération antéliasique, continentale, commencé au début du Domérien, s'est poursuivi au cours de la transgression aalénienne. La fréquence des feldspaths dans l'arkose indiquerait la prédominance de l'érosion mécanique et l'enfouissement rapide des sédiments sous climat semi-aride (les végétaux de l'arkose montrent d'ailleurs des adaptations xérophytiques). L'essentiel de l'érosion est l'oeuvre de la mer, puisque l'écorce d'altération du granite, kaolinisée sur une épaisseur atteignant 20 m, est conservée sous les dépôts du Jurassique inférieur, alors qu'elle est souvent décapée sous les couches aaléniennes ou considérablement réduite. La partie supérieure de cette formation détritique contient d'ordinaire des oolithes calcaires et des Polypiers, qui apparaissent plus tôt au Sud qu'au Nord: des conditions favorables à la formation des oolithes existaient donc au voisinage dès l'Aalénien et l'apport de ces éléments carbonatés dans le milieu de sédimentation détritique s'est fait au cours d'un changement hydrodynamique. Ce changement se traduit par l'existence d'une surface durcie et perforée, encroûtée d'Huîtres, qui tronque d'une façon générale tous les dépôts aaléniens de la région et par la substitution de sables oncolithiques et oolithiques aux détritiques sablo-graveleux.

Sur le rebord du massif de Perseigne, le petit témoin aalénien de la ferme Saint-Loup, près de Louzes, constitué par 2,5 m de sables fins à moyens, clairs, argileux, avec lentilles de graviers et petits galets, représente un jalon permettant de penser que les dépôts détritiques quartzeux ceinturent le massif de Perseigne, au Nord comme au Sud, et que l'Arkose d'Alençon passe latéralement vers l'Est aux Sables et conglomérats de Tessé, près de Mamers.

Il est difficile sur des bases sédimentologiques et biostratigraphiques de proposer des subdivisions de l'Arkose d'Alençon; toutefois, malgré la rareté des Céphalopodes, la faune caractérise plutôt la partie moyenne de l'Aalénien, de la partie supérieure de la zone à Opalinum à la partie moyenne de la zone à Murchisonae. Il y a certainement lacune des parties basale et terminale de l'étage.

Les sables sont exploités pour la construction; des moellons et des meules ont été taillés dans les bancs et lentilles les plus durs de l'arkose.

j1b. Bajocien supérieur. Calcaire oolithique de Damigni; oolithe calcaire, plus ou moins cimentée. Les affleurements bajociens sont superposés aux dépôts aaléniens dans l'agglomération alençonnaise, entre Cuissai, Damigni, Saint-Germain-de-Corbéis et Condé-sur-Sarthe. Ces calcaires reposent sur le toit érodé de l'Arkose d'Alençon et ne semblent pas s'étendre au-delà de cette formation. Plus ou moins cimentés, ces calcaires poreux ont subi une intense cryoturbation au cours du Quaternaire et une solifluxion sur les pentes, qui rendent plus délicate l'étude de leur limite supérieure; toutefois, cette formation est tronquée par une surface durcie et perforée. Cette discontinuité terminale est plus facile à observer au Sud, de Saint-Paterne à Condé-sur-Sarthe, qu'au Nord, de Damigni à Cuissai, où les remaniements à la base des calcaires bathoniens conduisent à un passage plus gradué des calcaires bajociens aux premiers bancs du Bathonien.

Au voisinage des écueils, le Calcaire de Damigni est souvent à stratification oblique ou entrecroisée, plus mal stratifié et bioturbé à l'écart des paléoreliefs. Il est composé d'oncolithes, oolithes et bioclastes, avec grains de sables

quartzeux, plus ou moins cimentés par de la calcite (micrite ou sparite), en gros bancs métriques, généralement durcis et perforés ou encroûtés à leur partie supérieure. Ces bancs (2 à 4) constituent autant de séquences élémentaires. La taille des composants varie d'un banc à l'autre et d'une coupe à l'autre : les biseaux sont fréquents et les couches sont lenticulaires. A la partie inférieure, il existe localement une intercalation d'argile noirâtre à débris ligniteux (Valframbert). Généralement, les couches basales contiennent des éléments mal classés : oncolithes à Girvanelles et bioclastes millimétriques à centimétriques, oolithes et bioclastes oolithisés, pelletoides à grains de quartz non usés, gravelles composites intraformationnelles ou graviers de quartz émoussé luisant. La proportion respective des divers composants varie de la base au sommet des séquences et leur taille tend à diminuer tandis que leur classement s'améliore. La partie supérieure des bancs est toujours mieux cimentée. Des oncolithes étaient encore souples, se déformant *in situ* au contact ou pénétrés par des bioclastes plus durs ; d'autres plus carbonatés montrent des contacts stylolithiques. Oncolithes et oolithes agglomérés révèlent qu'un liant algaire était présent dans le milieu de sédimentation et les pelotons de filaments d'Algues sont localement conservés à côté d'autres organismes encroûtants (Foraminifères, Serpules, Bryozoaires).

Les bioclastes sont surtout des restes squelettiques d'Echinodermes (abondantes coloniales de *Pentacrinites* sp. en connexion par tronçons de 2 à 10, plaques et radioles d'Oursins réguliers), des tests fragmentés de Bivalves (Ostréidés, Pectinidés, Limidés), des colonies de Bryozoaires encroûtants ou rameux, des Serpules grégaires, des Brachiopodes (Térébratules, Rhynchonelles), des petits Gastéropodes, des Coelentérés (Hexacoralliaires, Stomatopores), des Foraminifères (*Nubeculinella oolitica* (Terq.), *Nodosariidae*, *Lituoliidae*, *Textulariidae*) et Ostracodes. Les tests des Gastéropodes et de nombreux Bivalves sont entièrement recristallisés ou dissous ; ceux des Ostréidés ou Limidés contiennent des indices de silicification ou des cristallisations de barytine, comme dans les couches aaléniennes. Localement ces bioclastes dominent et donnent naissance à des calcirudites ou calcarénites à Encrines et Bivalves (Ozé).

La faune est caractéristique, mais mal conservée dans l'ensemble, souvent à l'état d'empreintes et de moules internes. Les Céphalopodes sont très rares, mais présents : fragments ou empreintes de *Parkinsonia* sp., rostres de *Belemnopsis* sp. Par contre, les Bivalves sont variés (*Liostrea*, *Chlamys*, *Entolium*, *Limatula gibbosa* (J. Sow.), *Ceratomya concentrica* (J. de C. Sow.), *Trigonia*, *Myophorella*). Les Gastéropodes (surtout des Nérinées) indiquent un milieu abrité, riche en Algues. Les Brachiopodes sont de petite taille et leurs valves sont souvent brisées ou écrasées (Térébratules, *Aulacothyris* sp., Rhynchonelles). Les Oursins réguliers (*Stomechinus bigranularis* (Desor), *Cidaridae*) vivaient sur fonds durcis. Des colonies roulées, recristallisées ou dissoutes, de Polypiers témoignent du voisinage de récifs de coraux. Par ailleurs, la proximité du rivage se traduit par la fréquence des débris ligniteux et des empreintes végétales frustes.

Du point de vue biostratigraphique, cet assemblage faunique appartient au Bajocien supérieur. Il y aurait lacune du Bajocien inférieur et moyen : le Bajocien supérieur pourrait être réduit à la seule zone à Parkinsoni.

La formation ne dépasse pas 3 à 4 m de puissance, mais elle s'amincit de Damigni et de Saint-Germain-de-Corbéis vers Cuissai et Condé-sur-Sarthe ; à Valframbert, elle ne mesure que 1,55 m d'épaisseur.

Ces dépôts marins sont localisés dans des dépressions peu profondes au voisinage de marécages tourbeux. Dans des eaux calmes, vivaient des Algues encroûtantes et des Gastéropodes, à l'abri de bancs sableux. Une endofaune fouissait les sables meubles, tandis que les fonds durcis et les écueils portaient

des épifaunes sessiles riches. L'énergie hydrodynamique tend à croître dans le milieu de sédimentation jusqu'à l'élaboration des surfaces durcies : les éléments du sommet sont mieux classés, mieux cimentés et les perforations comme les encroûtements biologiques des surfaces durcies terminales sont usés. Les stratifications obliques unidirectionnelles ou faiblement entrecroisées ne montrent jamais de fortes pentes. L'abondance des Crinoïdes et des restes de Polypiers indique la proximité d'un milieu marin ouvert : ces apports périodiques, après un court transport, se mélangent aux quartz encore fréquents et aux végétaux continentaux. Les feldspaths sont plus rares. Il s'agit donc d'une sédimentation très littorale, abritée dans un fond de baie.

Par ses caractères sédimentologiques et paléontologiques, le Calcaire oolithique de Damigni est un équivalent latéral du Calcaire oolithique de Villaines. Comme l'Arkose d'Alençon, cette formation est liée aux eaux peu profondes qui baignaient, au fond du golfe sarthois, les paléoreliefs affleurant entre Mamers et Alençon : ces faciès oolithiques ceinturent en effet l'îlot de Perseigne et tendent à se biseauter au Nord sous la campagne de Sées et, au Sud, sous celles du Saosnois et de Conlie. La limite d'extension paléogéographique du Calcaire de Damigni s'inscrit approximativement dans la courbe de niveau des 160 mètres. Vers l'Ouest, ces dépôts sont débordés par les couches bathoniennes connues jusqu'à 180 m et reposant localement directement sur le socle paléozoïque, à l'Ouest-Nord-Ouest d'Alençon et jusqu'à 200-230 m à l'Ouest de Sées.

j2. Bathonien. Calcaires micritiques à Nérinées ou bioclastiques à Bryozoaires, passées argileuses ou sableuses. Indications ponctuelles : j2a, **Bathonien moyen**; j2b, **Bathonien supérieur**. Les calcaires bathoniens affleurent largement et constituent l'essentiel du sous-sol des campagnes de Sées au Nord et d'Alençon, au Sud-Ouest; quelques petits témoins sont également isolés en bordure de Perseigne, autour de Louzes.

Ces couches sont transgressives. Elles peuvent localement reposer sur les dépôts bajociens (Damigni) ou sur les sables fins liasiques (la Chapelle-près-Sées); elles débordent même les couches aaléno-bajociennes pour reposer directement sur le socle au Nord-Ouest d'Alençon et s'avancent profondément dans la dépression du synclinal de Sées (la Ferrière-Béchet). Il est difficile généralement d'en étudier la limite supérieure. Sous les marnes calloviennes transgressives, la partie terminale de la série bathonienne est plus ou moins érodée suivant les endroits, localement jusqu'au toit du Bathonien moyen (Sées). De plus, ces calcaires plus ou moins cimentés, poreux ou gélifs, bioturbés, ont subi les effets d'une intense cryoturbation et gélifraction pendant le Quaternaire et leur partie supérieure est plus ou moins solifluée sur les pentes en bordure d'Ecouves et de Perseigne. Comme dans les régions voisines, cette série carbonatée est toutefois encadrée par deux discontinuités de sédimentation.

Dans le sondage de Valframbert, la surface durcie et perforée qui termine le Calcaire oolithique de Damigni supporte trois unités lithostratigraphiques caractérisées, de bas en haut :

• **Des calcaires sablo-gréseux** beiges, bioturbés, à Bivalves et lentilles ligniteuses à la partie supérieure. Au sommet, une surface d'érosion, oxydée, imprégnée de goethite, limite ces calcaires épais de 7,40 mètres. Ces calcarenites fines, plus massives que litées, fortement cimentées par de la calcite (sparite, microsparite ou micrite), ou boueuses ou sableuses, sont des pelbiomicrites gréseuses. Les petits pelletoides dominant, arrondis ou allongés, parfois hétérométriques. Les bioclastes sont de petite taille, relativement bien classés comme les pelletoides, plus ou moins micritisés à la périphérie, souvent

difficilement identifiables. Les plus distincts sont les débris d'Echinodermes (Crinoïdes, Echinoïdes, Ophiuroïdes) avec auréole de calcite à croissance syntaxiale, de Bivalves (Huîtres, Pectinidés, Limidés), perforés par des Cryptogames, beaucoup plus rarement de Brachiopodes (*Terebratulidae*, *Zeilleriidae*, *Rhynchonellidae*), de Serpules, de Bryozoaires : les débris de Gastéropodes et de Polypiers sont recristallisés comme les spicules d'Éponges. Les Foraminifères (*Nubeculinella*, *Ophthalmidium*, *Valvulina*, *Textularia*) sont communs, ainsi que les Ostracodes. Les grains de quartz mono- ou polycristallins sont encore fréquents (5-10 % dans certains lits) : petits non-usés dominants, grands émoussés luisants dispersés; les feldspaths ont pratiquement disparu et les micas sont rares. Il s'y ajoute quelques oolithes micritisées ou brisées et, à la base, des gravelles. Les traces de bioturbation sont très nombreuses : terriers à remplissage micritique dans les passées sparitiques ou inversement. Les débris ligniteux sont abondants et l'ensemble montre une teinte brunâtre assez uniforme. La macrofaune est mal conservée et rare : les Bivalves dominent à l'état d'empreintes ou de moules internes, parfois avec leur test conservé ou recristallisé (*Entolium*, *Pteroperna*, *Cavilucina*, *Pleuromya*, *Ceratomya*), mais difficile à extraire. Juste au-dessus du Calcaire oolithique de Damigni, ce faciès homogène affleure par exemple dans les talus de la route de Damigni au Fourneau et dans Alençon (sorties sud vers le Mans et Mamers). Il présente en fait, sous forme de sables fins, tous les éléments rencontrés dans le Calcaire d'Ecouché et correspond vraisemblablement à un passage latéral de ce faciès daté à sa base par ses Ammonites du Bathonien inférieur.

● **Une alternance argilo-calcaire**, en petits bancs noduleux, bioturbés, ligniteux et pyriteux, à Huîtres et spicules d'Éponges, épaisse de 2,75 m, terminée par une surface d'érosion, perforée et pyritisée, avec traces de lessivage et d'oxydation. Ces biomicrites ne contiennent plus d'oolithes, mais les bioclastes et les pelletoides restent de petite taille, relativement bien classés, souvent noircis à la périphérie, associés à des débris végétaux et des grains de quartz. La matrice argileuse ou micritique est abondante. Les séquences élémentaires débutent par des argiles noires ou grises, évoluent vers des boues calcaires labourées par une riche endofaune de Bivalves. Certains tests sont pyritisés, d'autres encroûtés par des Bryozoaires ou des Foraminifères. Il existe également des terriers millimétriques de Vers. Ces fonds vaseux, riches en débris végétaux, supportaient une épifaune de Gastéropodes et d'Huîtres. Parmi les bioclastes se rencontrent aussi des restes d'Éponges, d'Echinodermes (Oursins), des Serpules, des Foraminifères (*Nodosariidae*) et des Ostracodes. Les coquilles sont rassemblées en petits lits lumachelliques. Par son faciès marneux et bioturbé, cette intercalation pourrait représenter l'équivalent latéral d'une caillasse bathonienne de la campagne de Caen ou du Bessin (vraisemblablement celle de Fontaine-Henry et Vaucelles). Cette caillasse ne semble pas signalée à l'affleurement, mais elle a déjà été traversée en sondage (le Chevain).

● **Enfin, à la partie supérieure, se trouve le Calcaire de Valframbert**, en gros bancs durs alternant avec des niveaux plus tendres, qui était exploité dans de nombreuses carrières entre Sées et Alençon. Ces calcaires gris-beige, blanchâtres ou brunâtres, à Nérinées sont répartis d'ordinaire en six séquences élémentaires d'ordre métrique, traversées dans ce sondage sur 5,30 m mais mesurant de façon assez constante entre 6 et 7 m, entre Alençon et Vingt-Hanaps. Ces calcaires montrent un ensemble de caractères sédimentologiques et paléontologiques qui permet de les distinguer. A la base, il existe un lit graveleux au contact de la surface durcie et perforée de l'unité précédente, lumachellique, avec débris d'Huîtres, de Polypiers roulés et de lignite. Chaque

séquence débute par un niveau plus marneux gris ou noir (*mudstone* à *wackestone*) passant à un calcaire à matrice boueuse (*packstone*) puis cimenté par de la sparite (*grainstone*). Une surface durcie, aplanie, perforée, couverte de *Liostrea* et *Nanogyra* tronque la partie supérieure du Calcaire de Valframbert.

Les deux séquences inférieures contiennent encore des sables fins semblables à ceux de la première unité : petits peltoïdes et bioclastes, oolithes micritisées rares et grains de quartz non usés ou corrodés; mais ils sont mêlés à des peltoïdes armés, des agrégats et quelques oncolithes, révélant la présence d'un liant algair. Les débris végétaux sont toujours présents. Les Foraminifères sont fréquents (*Nodosariidae*, *Trocholina*, *Ophthalmidium*, *Spirillina*, *Valvulina*, *Nubeculinella*), ainsi que les Ostracodes. Les spicules sont plus rares. Les Mollusques abondants sont bien conservés, représentés souvent par des populations nombreuses de quelques espèces. Les Bivalves sont surtout des *Cavilucina* (*Mesomitha*) *bellona* (d'Orb.), *C. (M.) orbignyana* (d'Arch.), *Fimbria lajoyei* (d'Arch.), *Trigonia pullus* (J. de C. Sow.) et *Opis* sp. Les Gastéropodes abondent : *Ceritella* (*Fibula*) *mazetieri* (Ant.), *Globularia michelini* (d'Arch.), *Trochotoma* (*Discotoma*) *funiculosa* Cossm., *Nummocalar hemisphericum* (Cossm.), *Cylindrites cuspidatus* (J. de C. Sow.) entre autres. Les restes d'Echinodermes, dispersés (radioles et plaques d'Oursins) sont souvent entourés d'une auréole calcitique à croissance syntaxiale. Les Polypiers solitaires *Chomatoseris*, *orbulites* (Lamx.) sont accompagnés de débris de colonies de *Stylinidae*. Enfin, les débris d'Algues calcaires indiquent des eaux peu profondes, chaudes et claires : *Dasycladaceae* (*Acicularia*) et *Udoteaceae* (*Cayeuxia*). Le toit des séquences est souvent imprégné d'oxydes de fer ou montre des traces de lessivage : celui de la deuxième séquence porte localement des perforations (les Noyers).

Les quatre séquences supérieures sont celles qui affleurent le mieux. Elles sont beaucoup plus riches en oolithes et oncolithes et surtout comportent des paléosols avec racines et radicelles en place, des niveaux stromatolithiques et des terriers ouverts, témoignant d'émersions temporaires dans la zone des marées. Parallèlement, le nombre des Gastéropodes augmente; les Nérinées dominent : *Bactroptyxis trachaea* (J.A. Eudes-Desl.), *Fibuloptyxis* sp., *Nerinea olinensis* Cossm., *N. praespeciosa* Cossm., avec *Ceritella* (*Fibula*) *minuestriata* (Piette), *Purpuroidea minax* (Piette), *Microschiza* sp. Les espèces de Bivalves et de Polypiers observées dans les couches inférieures se trouvent encore dans les couches supérieures : Oursins fouisseurs, *Nucleolites clunicularis* (Lwhyd) et Brachiopodes (*Terebratulidae*, *Rhynchonellidae*) sont plus fréquents. Cette faune est la même que celle de la tranchée du chemin de fer de Sées : elle est contemporaine de faunes semblables décrites en bordure de l'Ardenne et caractérise la partie supérieure du Bathonien moyen. Les horizons tendres à la base des séquences supérieures comportent localement un horizon argileux sombre, lité, riche en matière organique et en Ostracodes; des traces de racines centimétriques se dichotomisent dans les couches sous-jacentes en un chevelu de radicelles millimétriques sur 5 à 10 cm de profondeur en moyenne. Les niveaux stromatolithiques, épais de 3 à 10 cm, reposent sur une surface micritisée recoupant les éléments au toit de la séquence précédente; ils sont constitués par l'empilement de *laminae* millimétriques de micrite. Les terriers ouverts, de 1 à 2 cm de diamètre, à remplissage polyphasé, incomplet, avec coprolithes de Crustacés sont plus fréquents dans les séquences inférieures et supérieures. Ces variations intraséquentielles indiquent une sédimentation oscillant entre les franges intertidale et supratidale de mer chaude. Des calcaires semblables au Calcaire de Valframbert se trouvent dans la campagne de Sées, à l'Ouest, au Sud et au Sud-Est de cette ville. A la Ferrière-Béchet, des empreintes végétales (*Phlebopteris woodwardi* Leck.) y ont été récoltées à la base. Les séquences inférieures et supérieures ont été retrouvées (les Choux,

Sud de la Chapelle-près-Sées, autour de Neauphe-sous-Essai, Bursard, Essai et Boitron). Entre Bursard et Neauphe, des graviers de Grès armoricain marquent la base des séquences supérieures. Autour d'Essai, en faciès plus boueux, les Bivalves fouisseurs sont beaucoup plus nombreux (*Pholadomya*, *Pleuromya*, *Homomya*). L'écueil de Boitron montre une arénisation des grès paléozoïques sur les flancs du pointement de Grès armoricain : des sables quartzeux fins s'accumulent au pourtour, dans les anfractuosités où ils alternent en petits lits avec des sables fins bioclastiques. Les rochers quartzitiques sont érodés et polis comme à Chailloué; ils sont également creusés de marmites, contenant des galets très arrondis, portant des marques de choc en coups d'angle. Cet écueil est bordé à l'Est de calcaires semblables aux précédents : au Nord, les calcaires sont plus oolithiques.

Le Calcaire de Valframbert, qui représente donc la partie supérieure du Bathonien moyen (zone à *Subcontractus*), était exploité pour la fabrication de la chaux et taillé en moellons.

Au-dessus de la surface perforée terminant le Calcaire de Valframbert, se trouve à Damigni un niveau de caillasse, débutant par un cordon de gros galets et de blocs de calcaire bioclastique, marneux, bioturbé, provenant d'un ou deux bancs démantelés, perforés et encroûtés (0,30 m) à la base de marnes beiges fossilifères (0,9 à 1 m), séparées en deux par une intercalation médiane de 25 cm de calcaire pelbiomicritique grisâtre. Le banc marneux inférieur contient des Bivalves [*Lopha costata* (J. Sow)], Bryozoaires (dont *Atractosoezia incrustans* (d'Orb.) recouvrant des Gastéropodes du genre *Ataphrus* comme dans les caillasses de Ranville-Amfréville), Polypiers roulés, Brachiopodes rares, Crinoïdes [*Apiocrinites elegans* (Defr.)]. *Goniorhynchia boueti* (Dav.), Rhynchonelle-indice, signalée au Chevain, doit provenir de la base de ce niveau. Le banc marneux supérieur est plus riche en Brachiopodes : *Avonothyris langtonensis* et *bradfordensis* (Dav.), *Eudesia multicostata* Tint., *Flabellothyris flabellum* (Defr.), *Dictyothyris coarctata* (J. Sow.), *Digonella digona* (J. Sow.), *Kallirhynchia obsoleta* (Dav.), *Rhynchonella phaseolina* E. Eudes Desl., *Rioutina triangularis* (d'Orb); *Nucleolites clunicularis* (Lwhyd) est un oursin fouisseur assez abondant; Bivalves, Bryozoaires et Polypiers les accompagnent. Cette caillasse du Fourneau (1,5 à 1,8 m) est un équivalent latéral des Caillasses de la Basse-Ecarde, au Nord-Est de Caen. La succession bathonienne se terminait dans cette carrière par 0,4 à 0,6 m de calcaire bioclastique à Bryozoaires, Echinodermes, Mollusques et Brachiopodes, représentant la base du Calcaire d'Argentan (équivalent latéral du Calcaire de Langrune). Ces calcaires en plaquettes sont terminés par une surface d'érosion, durcie et perforée, couverte d'Huîtres et d'un enduit d'oxydes de fer, sous les marnes calloviennes. C'est dans ces couches sensiblement contemporaines des « lentilles à Echinodermes » de Luc-Lion qu'ont été récoltés des Echinodermes parfaitement préservés : Astérie (*Spenceraster lamarei* Cottr.), Ophiures [*Ophiopeza* cf. *portei* Guil. et *O. ferruginea* (Boehm)], Crinoïdes [*Isocrinus nicoleti* (Desor.)]. La Caillasse du Fourneau et cette couche basale du Calcaire d'Argentan représentent la zone à Hollandi, du Bathonien supérieur (il y aurait lacune de la zone inférieure à *Retrocostatum* et de la zone supérieure à *Discus*).

Cependant sur tout le reste du territoire étudié, les couches du Bathonien supérieur sont généralement plus réduites et vigoureusement érodées sous les couches transgressives calloviennes. Les fossiles-indices de la zone terminale du Bathonien (à *Discus*) n'ont pas été signalés jusqu'à présent. La plupart des affleurements montrent des plaquettes cryoturbées, solifluées et quelques fossiles sont récoltés dans les champs au Nord d'Alençon, jusqu'à Vingt-Hanaps. Les dépôts du Bathonien supérieur sont décapés à Sées et les fossiles du Callovien inférieur se trouvent dans une matrice marneuse et ferrugineuse, en contact avec la surface d'érosion tronquant le Calcaire de Valframbert : ces

marnes contiennent à leur partie inférieure des blocs et galets de Calcaire d'Argentan, remaniés, perforés, oxydés et encroûtés.

L'ensemble des dépôts bathoniens ne dépasserait donc pas 18 m de puissance et serait essentiellement carbonaté. Cette série régionale est incomplète et comporte des lacunes dans le Bathonien inférieur, moyen et supérieur.

j1b-2. Bajocien et Bathonien indifférenciés. Calcaires à passées argileuses et sableuses en bordure du massif de Perseigne. Près de Louzes, quelques mètres d'une série essentiellement calcaire ont été observés dans de mauvaises conditions à la ferme de Saint-Loup au Sud-Est du village et dans les tranchées de route au Nord-Ouest, près de la Tournerie. Cette série dans laquelle s'intercalent des passées argileuses et sableuses se rattacherait au Bajocien—Bathonien sans qu'on puisse encore les dater plus précisément.

j1-2 \mathcal{S} . Roches du Jurassique moyen indifférencié, plus ou moins épigénisées par de la silice et de la barytine. Jusqu'à présent, les silicifications accompagnées de minéralisations, qui affectent les couches détritiques et carbonatées du Jurassique moyen de la région d'Alençon ont été confondues et rapportées à tort à un faciès particulier de l'Arkose d'Alençon. Pourtant, il est absolument nécessaire de distinguer l'Arkose d'Alençon, formation aalénienne caractérisée par sa lithologie, sa minéralogie, sa sédimentologie et son contenu paléontologique, des silicifications localisées autour et dans la ville d'Alençon et qui modifient les différents faciès rencontrés entre les dépôts pliënsbachiens et le Calcaire de Valframbert, du Bathonien moyen. Quant à la silicification des témoins de calcaires jurassiques, en position transgressive sur le socle paléozoïque, elle était plutôt rattachée à une épigénèse continentale post-crétacée. L'examen des principaux gisements silicifiés et leur cartographie conduisent aujourd'hui à les interpréter différemment, dans l'espace et le temps.

● **Les principaux pointements silicifiés** sont apparemment alignés sur le trajet d'accidents tectoniques intéressant à la fois le granite et sa couverture sédimentaire : par exemple, entre la Boissière, le château d'Alençon et Ozé, entre Montperthuis, les Châtelets et Alençon même (boulevard Mezeray, rue de Lancrel, gare), ou encore entre Colombiers (Petit Maure) et Valframbert (le Coudray-Sarceaux). Les témoins isolés de calcaires silicifiés de la Contrie (à l'Est de Montrayé) et de Chêne-Boulay, à l'Ouest de Cuissai, sont également situés dans le prolongement W.NW des faciès silicifiés précités. Ces alignements correspondent à des dénivellations du socle et jalonnent des accidents mineurs de direction N 110 à N 140° E, ou des décrochements conjugués.

● **Ces silicifications** sont contenues dans la couverture sédimentaire jurassique, au-dessus du granite d'Alençon et de son écorce d'altération et au-dessous des couches marneuses et calcaires du Bathonien supérieur et du Callovien. Les minéralisations interviennent tardivement par rapport à la sédimentation et modifient préférentiellement les couches les plus poreuses ou les plus silicatées de la série. L'étude pétrographique de ces couches silicifiées permet parfois de reconnaître malgré les épigénèses et les cimentations secondaires, les différents faciès détritiques ou carbonatés du Pliënsbachien—Toarcien, de l'Aalénien (Arkose d'Alençon silicifiée : j1a \mathcal{S}), du Bajocien (Calcaire oolithique de Damigni silicifié : j1b \mathcal{S}) et du Bathonien inférieur-moyen (calcaire gréseux à lignite, caillasse et Calcaire de Valframbert silicifiés : j2 \mathcal{S}); par contre jamais ces minéralisations n'ont été observées dans les couches du Bathonien supérieur ou du Callovien.

Les faciès silicifiés sont observés dans les puits, travaux de fondations, d'adduction d'eau, d'assainissement ou même en carrière (Est de Colombiers). D'ordinaire, les roches silicifiées ont été tectonisées, découpées en écailles par de nombreuses diaclases, exceptionnellement bréchifiées. Elles se présentent comme un ensemble plus ou moins chaotique de blocs irréguliers, décimétriques à métriques, encroûtés d'oxydes de fer, à divers stades de la silicification ou de la minéralisation, noyés dans une argile plus ou moins sableuse et ferrugineuse, brun rougeâtre, collante. Un gradient de silicification est généralement visible entre la roche-hôte saine, la zone externe de silicification, claire (blanchâtre ou grise), poreuse, alvéolaire ou franchement scoriacée (avec cavités polyédriques de 2 à 5 mm de diamètre) et la zone interne de silicification où l'épigenèse est très poussée dans le coeur des masses siliceuses les plus compactes, indurées et denses, toujours sombres, brunâtres ou noires.

Les diverses combinaisons de silice (opale, calcédoine ou quartz), de barytine (généralement en grandes lattes disposées en éventail) et des minéralisations accessoires (sulfures, fluorures) avec les roches-hôtes (conglomérats, grès ou sables, argiles, calcaires gréseux, bioclastiques ou oolithiques), aboutissent à des silicifications et cimentations très variées dans leurs aspects macro- et microscopiques. Dans ce cortège de faciès, celui de la roche-hôte peut souvent être identifié :

— les conglomérats, sables et grès feldspathiques de l'Arkose d'Alençon sont transformés en conglomérats silicifiés, grès-quartzites ou quartzites gris ou noirs ou en grès et conglomérats barytifères, brunâtres;

— les calcaires oolithiques bajociens, les calcaires gréseux, marno-micritiques ou bioclastiques, les argiles feuilletées du Bathonien inférieur-moyen plus ou moins silicifiés ou cimentés par la barytine donnent des roches spongieuses ou rappelant les meulières, avec des îlots calcaires, ou des masses noires ou brunes, rappelant les cherts ou les jaspoides, conservant malgré l'épigenèse les textures (faciès zonés, tachetés) et les structures des éléments constitutifs carbonatés (litage, bioturbation, oolithes, bioclastes);

— les couches détritiques plienschachiennes—toarciennes sont assez difficiles à distinguer des faciès de l'Arkose d'Alençon, mais elles sont plus micacées, moins feldspathiques; leurs sulfures sont plus abondants et leurs bioclastes moins fréquents.

Dans la frange externe, les solutions étaient moins abondantes et les minéralisations sont plus isolées, soit sous forme de concrétions baryto-ferrugineuses dans les sables aaléniens, soit sous forme de nodules de barytine dans les calcaires bajociens (gare d'Alençon), soit encore par épigenèse sélective des fossiles et remplissage de barytine, aussi bien dans les sables aaléniens (Saint-Germain-de-Corbéis, Alençon, Condé-sur-Sarthe) que dans les calcaires bajociens (Ozé). Enfin silice et barytine cicatrisent aussi des cassures sous forme de filons et filonnets dans les masses silicifiées.

Les principaux minéraux accessoires associés à ces silicifications ou aux cimentations de barytine sont des sulfures (pyrite de fer, galène et blende) et le fluorure de calcium (fluorine) dont les cristaux généralement dissous sont représentés par des vacuoles reproduisant les principaux volumes cristallins caractéristiques (Alençon) ou par des pseudomorphoses en quartz (Pont-Percé).

Les modifications constatées dans les roches de la couverture jurassique sont le nourrissage des quartz détritiques, la cimentation et l'épigenèse des bioclastes, le comblement des pores et cavités par des cristallisations de silice et de barytine.

Ces derniers minéraux (Berthois, 1933, 1959) sont abondants, ainsi que les éléments accessoires, dans l'écorce d'altération du granite d'Alençon, dans son

auréole de métamorphisme et dans la partie remaniée de son arène entrant dans la constitution des dépôts jurassiques de sa couverture (Pliensbachien à Aalénien). Les sulfures sont très développés dans les dépôts plienschbachiens si riches en matière organique d'origine végétale, et dispersés dans les autres dépôts jurassiques. Le sulfate de baryum et le fluorure de calcium entrent dans le cortège des minéraux évaporitiques pour certains minéralogistes et précipiteraient parmi les premiers composés chimiques au cours de l'évaporation des eaux salées dans la zone supratidale des plages et des îlots côtiers; mais la fluorine s'altère vite dans les milieux sédimentaires envahis par des eaux de percolation chargées de carbonates alcalins (Milner, 1962; Teodorovich, 1961). Les indices d'émersion sont nombreux dans les calcaires du Bathonien moyen de la région; une lacune importante succède au Calcaire de Valframbert et une période d'instabilité épirogénétique caractérise la limite Bathonien moyen—supérieur. L'absence de silicifications et de barytine dans les couches calcaires du Bathonien supérieur et marno-calcaires du Callovien de toute la région pourrait constituer une limite temporelle pour le phénomène.

Un gradient de minéralisation est observé de part et d'autre des masses silicifiées; les silicifications sont liées à des accidents tectoniques anciens qui introduisent des dénivellations dans le socle et qui ont pu rejouer à plusieurs reprises, simultanément et postérieurement aux minéralisations. Cette liaison étroite et ce gradient de minéralisation par rapport aux failles mettent en évidence un phénomène tardif très localisé géographiquement. Les couches les plus poreuses ou silicatées ont préférentiellement été épigénisées dans un même profil. Ces faits indiquent bien qu'un volume relativement limité de solutions a été mis en circulation dans ces minéralisations.

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la genèse de ces minéralisations. Suggérée par Puillon-Boblaye (1831), soutenue par Letellier (1888, 1892), la première faisait intervenir des geysers chargés de solutions siliceuses sur les fonds de la mer aalénienne. Plus récemment, H. Lemaître (1965) invoquait des sources thermo-minérales, analogues à celles de Bagnoles-de-l'Orne, dont les eaux, circulant profondément, auraient véhiculé en solution les minéraux que le magmatisme hercynien avait accumulé dans le socle. Ces deux hypothèses font intervenir des eaux minéralisées d'origine profonde, liées à des phénomènes tectoniques tardi-hercyniens. Ces solutions minéralisantes ont traversé la couverture jurassique jusqu'au Bathonien moyen inclus : elles n'affectent donc pas simplement les couches aaléniennes et leur mobilisation paraît bien tardive pour une manifestation liée à l'orogénèse hercynienne. Sans remettre en question l'intervention des venues hydrothermales et thermo-minérales ascendantes toujours possibles à la faveur de réajustements épirogéniques, il faut cependant admettre que ces eaux profondes ont rencontré sur la fin de leur parcours des roches riches en éléments chimiques se retrouvant concentrés dans les diverses minéralisations : silice, sulfate de baryum dans l'arène granitique de l'Arkose d'Alençon, sulfures métalliques dans les couches gréseuses plienschbachiennes. Par conséquent, ces eaux mobiles ont encore pu s'enrichir, se saturer dans le socle granitique altéré et dans la couverture en utilisant les éléments qui s'y trouvaient.

Le granite d'Alençon a subi un lessivage intense qui a commencé bien avant la fossilisation de son écorce d'altération par les premiers dépôts plienschbachiens : le profil d'altération dépasse une vingtaine de mètres en de nombreux points, la plus grande part des éléments ferro-magnésiens et des plagioclases en a été éliminée et il reste en place une trame kaolinique blanchâtre, contenant des quartz dépolis ou corrodés, des micas blancs et des feldspaths alcalins. Du Pliensbachien au Bathonien moyen le climat de la région était de type tropical d'après les dépôts carbonatés, la faune et la flore. Jamais ces dépôts marins peu épais ne furent très éloignés du rivage marécageux, tourbeux et des terres

émergées à couvert forestier. Dans ces conditions, pendant les saisons humides, les variations de la nappe phréatique alimentée et renouvelée par les pluies plus ou moins chargées de gaz carbonique et d'acides humiques, favorisaient encore l'arénisation et l'hydrolyse des éléments du granite d'Alençon.

A la fin du Bathonien moyen, se produisent au niveau de l'éperon du Perche des réajustements tectoniques dans la plate-forme armoricaine, qui se traduisent dans la sédimentation par une nette tendance à la surélévation allant jusqu'à l'émergence accompagnée d'une reprise d'érosion sur les terres émergées et de changements hydrodynamiques, sédimentologiques et paléontologiques dans le milieu marin (Fily et Rioult, 1976). Les eaux riches en solutions saturées, piégées dans l'écorce d'altération et le granite, mêlées aux eaux profondes minéralisées exprimées dans la couverture jurassique par les contraintes épirogéniques, à la faveur du rejeu d'accidents du socle à cette époque, suffisent pour expliquer la plupart des silicifications et minéralisations (hypothèse M. Rioult).

Cependant on ne peut exclure une mise en place plus tardive des silicifications et minéralisations, au cours d'une phase tectonique postérieure au Jurassique, au cours du Tertiaire par exemple (hypothèse G. Kuntz). Les solutions minéralisantes, essentiellement d'origine hydrothermales, se seraient alors mises en place dans les terrains jurassiques sous la couverture argileuse du Callovien inférieur; l'absence de minéralisation dans les couches de la base du Callovien et du toit du Bathonien pourrait alors s'expliquer par un volume limité d'eaux thermales, insuffisant pour atteindre les couches supérieures du Bathonien.

j3. **Callovien.** La transgression callovienne s'est largement étalée sur toute la région étudiée, dès le début de l'étage, atteignant les reliefs d'Ecouves, au Nord d'Alençon, et recouvrant l'îlot de Perseigne puisque la sédimentation n'est pas différenciée à la périphérie de ce massif. Les dépôts argileux se substituent brusquement aux carbonates bathoniens. La limite inférieure est transgressive sur divers niveaux du Bathonien : la zone à *Discus* manque au contact dans les affleurements étudiés; les dépôts du Bathonien supérieur sont très érodés au voisinage d'Alençon, complètement décapés près de Sées où les marnes calloviennes reposent sur les calcaires du Bathonien moyen. Cependant, comme la zone à *Discus* existe au Nord comme au Sud, elle pourrait être conservée localement à l'Est, sous la couverture callovienne. La limite supérieure du Callovien est constituée, à l'échelle régionale, par la base des Marnes à Pernes de l'Oxfordien inférieur (zone à *Mariae*); sur le territoire étudié, la succession callovienne s'arrête vers le haut dans la zone à *Athleta*, encore faut-il souligner que la limite supérieure de cette série jurassique régionale est une limite d'érosion : d'Est en Ouest la succession est recoupée par la surface d'érosion antérieure aux dépôts crétacés. L'analyse stratigraphique des couches calloviennes est rendue délicate du fait de la végétation pratiquement continue, de la présence d'horizons à oolites ferrugineuses et de décharges de sables et silts dans les marnes à plusieurs niveaux de la série; seules les faunes permettent de caractériser les subdivisions. Le surcreusement des marnes pendant la sécheresse exceptionnelle de l'été 1976 fournit l'occasion de nouvelles observations et de nombreuses récoltes, sans qu'il soit toujours possible de suivre latéralement toutes les limites litho- et bio-stratigraphiques.

j3a. **Callovien inférieur (partie basale et médiane). Argiles calcaires et calcaires argileux à *Brachiopodes*.** Les dépôts argileux formant la base du Callovien (Callovien argileux des anciens auteurs) donnent généralement des terres franches cultivées dans les campagnes d'Alençon et de Sées; ils sont

exceptionnellement exploités pour la fabrication des briques et tuiles au Chevain.

Les faciès argileux s'avancent en bordure d'Ecouvès, atteignant les emplacements d'Alençon et de Sées et submergeant certains écueils paléozoïques de la campagne de Sées (Saint-Cénéry et sans doute Boitron). La séquence débute par des marnes et des calcaires biomicritiques, noduleux, ayant tendance à s'épaissir vers le haut et comportant localement des oolithes ferrugineuses ou des pellectoïdes limonitiques, soit directement à la base, au contact du Bathonien (Sées), soit plus rarement au sommet, en lentilles dans l'alternance marno-calcaire (Nord et Est d'Alençon). Des fragments remaniés de calcaires à Bryozoaires bathoniens, perforés et ferruginisés, se rencontrent souvent à la base des marnes à faune callovienne dans la région de Sées, où la sédimentation est plus ou moins condensée suivant la morphologie des fonds. D'après la faune, plusieurs horizons caractéristiques peuvent être repérés. Juste au-dessus du contact avec le Bathonien, la première faune callovienne est composée de *Bullatimorphites bullatus* (d'Orb.) et de *Macrocephalites macrocephalus* (Schlot.) avec des Brachiopodes (*Cererithyris*, *Obovothyris*, *Rhynchonelloidea*), des Bivalves (*Liostrea*, *Meleagrinnella*, *Pholadomya*, *Homomya*) et des Oursins (rares *Cidaridae*, nombreux fousseurs : *Nucleolites*, *Mepygurus*, *Pygorhytis*, *Pygomalus*, *Hyboclypeus*, *Clypeus*), dans les régions de Sées et d'Essay. Au-dessus se distingue une seconde faune à *Kamptokephalites herveyi* (J. Sow.) et autres *Macrocephalitidae*, grandes *Choffatia* (*Parachoffatia*) sp. et surtout des Brachiopodes (*Ornithella sublagenalis* (Dav.), *Obovothyris*, *Acanthothyris* et *Acanthorhynchia*), des Bivalves (*Trigonia*, *Modiolus*, *Oxytoma*, *Pholadomya*, *Pleuromya*) et quelques Serpules. Ces deux assemblages fauniques constituent la zone à *Macrocephalus* et correspondent aux Cornbrash supérieur anglais et au Sagien (de *Sagium* : Sées), terme resté manuscrit, proposé par J. Seunes à la fin du XIX^e siècle. L'épaisseur de ces couches dépasse 10 mètres.

L'alternance marno-calcaire devient de plus en plus noduleuse et les bancs passent à des cordons de miches calcaires, tandis que localement apparaissent les premières passées silteuses au-dessus des passées à grains limonitiques ou oolithes ferrugineuses de la partie supérieure. Sur 5 à 6 m, un troisième niveau est caractérisé par un assemblage d'Ammonites d'origine boréale avec les premiers *Kosmoceratidae*, *Keplerites* (*Gowericeras*) *gowerianus* (J. Sow.), *Cadoceras sublaeve* (J. Sow.), *Proplanulites* p. sp. entre Sées et Alençon. Cet assemblage comporte en outre d'autres Ammonites (*Dolikephalites*, *Oppeliidae*, *Reineckeidae*), des Bélemnites (*Cylindroteuthis*, *Belemnopsis*), des Bivalves [*Pholadomya*, *Pleuromya*, *Homomya*, *Goniomya*, *Ceratomya*, *Modiolus bipartitus* (J. Sow.), *Oxytoma inaequivale* (J. Sow.), *Chlamys*, *Agerostrea eruca* (Defr.), *Gryphaea*, *Plicatula cotyloides* (J.A.E.-D.)] et des Brachiopodes [*Dictyothyris smithi* (Oppel), petites « *Terebratula* » *saemanni* (Oppel), *Rugitella subrugata* (E.E.-D.), *Zeilleria umbonella* (Lamk.), *Obovothyris biappendiculata* (E.E.-D.), *Ornithella subcanaliculata* (Oppel), *Acanthorhynchia*, « *Rhynchonella* » *fischeri* E.E.-D., « *Rh.* » *royeriana* E.E.-D.]. Ces couches fossilifères représentent la partie inférieure de la zone à *Gracilis* (sous-zone à *Koenigi*, peut-être à *Michalskii*).

j3b-c. **Partie terminale du Callovien inférieur, Callovien moyen et base du Callovien supérieur.** — j3b. **Partie terminale du Callovien inférieur et Callovien moyen. Argiles et marnes sableuses, calcaires gréseux et calcaire à oolithes ferrugineuses** (j3b^ƒ : notation ponctuelle du calcaire à oolithes ferrugineuses). — j3c. **Base du Callovien supérieur. Alternance d'argiles, de sables fins argileux et de calcaires gréseux** (zone à *Peltoceras althleta*). Les couches silteuses et sableuses du Callovien moyen et

supérieur présentent des convergences sédimentologiques et en l'absence de faune, il est souvent difficile de les distinguer. Les sols fournis par ces marnes et calcaires arénacés sont généralement pauvres; les niveaux à oolithes ferrugineuses donnent des sols rougeâtres, plus carbonatés, très reconnaissables.

En fait, les décharges détritiques deviennent souvent importantes dès la partie supérieure de la zone à *Gracilis* (sous-zone à *Enodatum* ou *Patina*, localement même un peu avant). Ces sables fins quartzeux se déposent sur la plate-forme armoricaine de part et d'autre de l'éperon du Perche, surtout au début du Callovien moyen et au Callovien supérieur; ces deux épisodes sont séparés par une intercalation de calcaires micritiques à oolithes ferrugineuses, datée du Callovien moyen (sous-zones à *Jason* et *Obductum*).

Le premier épisode correspond au Callovien sableux de Triger : il s'agit d'une alternance de sables argileux bioturbés, de marnes sableuses et de bancs noduleux ou de miches de calcaire gréseux, riches en Brachiopodes et en Huîtres à commissure dentée (12 à 15 m). Deux assemblages fauniques sont distincts : à la base, les premiers *Kosmoceras* (*Zugokosmoceras enodatum* Nik. et *Gulielmiceras*, accompagnent les *Indosphinctes patina* (Neum.), *Choffatia*, *Reineckeia*, et surtout des Bivalves (*Lopha rustica* (Defr.), *Agerostrea eruca* (Defr.), *Modiolus*, *Gervilleia*, *Chlamys fibrosa* (J. Sow.), *Entolium demissum* (Phill.), *Plicatula cotyloides*, *Meleagrinnella*) et des Brachiopodes, tels que de grosses « *Rhynchonella* » *fisheri* et *royeriana*, « *R.* » *varians* E.E.-D., *Aulacothyris pala* (von Buch) et *Z. umbonella*. Cette faune appartient au sommet du Callovien inférieur (sous-zone à *Patina*). Sous un faciès semblable, plus carbonaté par endroits, la partie supérieure contient une faune analogue, avec *Kosmoceras* (*Z.*) *medea* Call., des *Hecticoceratidae* et des *Choffatia*, de la base du Callovien moyen (sous-zone à *Medea*), et surtout des Serpules : *Tetralysis quadrangularis* (Lamk.).

Un bon repère stratigraphique est fourni par les calcaires à oolithes ferrugineuses, oxydées en goethite à l'affleurement (2 à 3 m) contenant la faune riche des sous-zones à *Jason* et à *Obductum* du Callovien moyen : Ammonites (*K. (Z.) jason* (Rein.) et *K. (Z.) obductum* (Buck.), *Reineckeidae*, *Hecticoceratinae*, *Flabellisphinctes* et *Flabellia*, avec les premiers *Erymnoceras* à la partie supérieure), Brachiopodes dont *Dictyothyris trigeri* (E.E.-D.), *Dorsoplicathyris dorsoplicata* (Suess), *Zeilleria umbonella*, des Bivalves variés, des Gastéropodes, des Oursins (*Collyrites elliptica* (Lamk.), *Cidaridae*), de rares Polypiers solitaires (*Montlivaltia*). Cette oolithe ferrugineuse est à cheval sur les zones à *Jason* et *Coronatum* : elle correspond à un ralentissement de la sédimentation.

Les couches de la partie supérieure de la zone à *Coronatum* épaisses de 8 à 15 m sont marno-calcaires, avec des passées silteuses et une faune de grands *Erymnoceras coronatum* (d'Orb.) à la base, *Reineckeidae*, *Grossouvriinae*, *Hecticoceratinae* et *K. (Z.) grossouvrei* R. Douv. Le type de *K. (Kosmoceras) bizeti* (R. Douv.) provient du sommet de ces couches traversées par le puits municipal du Mêle-sur-Sarthe. Le passage au Callovien supérieur se fait insensiblement et la succession calloviennne de la région étudiée s'arrête dans la partie inférieure de la zone à *Athleta*, dans des marnes sableuses à miches de calcaires gréseux contenant les premiers *Peltoceras*, *Pseudopeltoceras*, *Euaspidoceras*, *Distichoceras*, des *Hecticoceratinae*, *Reineckeidae* et *Grossouvriinae*, avec des Bivalves (*Plicatula peregrina* d'Orb., *Trigonia*, etc.) et des Brachiopodes (« *Rhynchonella* » *spathica* Lamk.).

Les minéraux argileux des marnes calloviennes sont essentiellement formés d'illite et de kaolinite subordonnée; au Callovien moyen des interstratifiés illite-smectite apparaissent avant le dépôt des calcaires à oolithes ferrugineuses. Les minéraux lourds sont largement dominés par les ubiquistes (50 à 60 % entre 50

et 500 micromètres), mais les minéraux de métamorphisme sont fréquents (staurotide : 16-17 %; disthène : 7 %), avec en particulier des staurotides cannelées qui se retrouveront associées au couple staurotide—disthène dans les sables aptiens alimentés par la province boréale. Il est intéressant de noter que de grandes surfaces du Massif armoricain étaient alors couvertes par la mer. Mis à part quelques minéraux qui pourraient avoir une origine régionale (monazite, apatite, ubiquistes en partie), les décharges sableuses ont vraisemblablement une origine lointaine, que les affinités avec les sables du Crétacé inférieur et la présence synchrone de faunes boréales conduisent à rechercher au Nord du Bassin parisien. Cette série calloviennne correspond à un ensemble de dépôts contemporains d'un épisode de climat plus froid qu'au Bathonien, pendant lequel les terres émergées armoricaines ont été réduites au minimum. L'ensemble des couches calloviennes observé sur le territoire de la feuille est épais d'environ 50 à 60 mètres.

Au début du Callovien, les sédiments argileux portaient des peuplements variés de mer ouverte à salinité normale. Mais les fonds de vases sableuses et de sables vaseux bioturbés du Callovien moyen et supérieur, avec leurs faunes de Bivalves et de Brachiopodes suspensivores, subissaient des fluctuations plus importantes et leurs peuplements tendaient à s'appauvrir en nombre d'espèces et à s'enrichir en individus. Dans ces eaux peu profondes, les restes de végétaux sont fréquents (lignite, spores et pollens) et des îles étaient encore émergées dans l'archipel armoricain. Le fer présent se déposait sous forme de pyrite. Au Callovien moyen, à la faveur d'un ralentissement de la sédimentation, et des apports détritiques en particulier, des oolithes ferrugineuses se sont formées dans ces eaux peu profondes et riches en solutions ferrugineuses accumulées entre les bancs sableux. Les eaux mieux aérées permettent à ce moment le développement de Gastéropodes herbivores et de Polypiers solitaires. Mais la sédimentation détritique ne tarde pas à reprendre et les fonds sableux, plus ouverts aux influences du large au Callovien supérieur, évoluent vers les dépôts argileux et pyriteux, plus profonds au début de l'Oxfordien.

Sous les formations crétacées discordantes et transgressives, le sommet des couches calloviennes est plus ou moins oxydé, ferruginisé et décarbonaté (Hauterive, Ménil-Erreux).

n7-c1. Albien supérieur à Cénomanienn inférieur. « Glauconie de base » du Crétacé. Le faciès classique de la Glauconie de base est bien représenté sur la feuille Alençon. Il repose sur le Callovien supérieur à l'Est (région du Mêle-sur-Sarthe) puis sur le Callovien moyen et le Callovien inférieur en approchant du massif d'Ecouves; localement il repose même sur l'extrême base du Callovien inférieur (lotissement dans la partie sud du village de Radon et au Nord de Cuissai). Près du massif de Perseigne dans la région de Louzes, la Glauconie de base repose sur les marnes ou sur les calcaires jurassiques, ou même localement sur les schistes précambriens. On observe encore ce faciès de la base du Crétacé au Sud d'Alençon, à la limite de la feuille Fresnay-sur-Sarthe; dans les fouilles de construction d'un lotissement ($x = 435,27$; $y = 82,31$; $z = + 135$), la Glauconie solifluée a été observée en poches de plusieurs décimètres dans les argiles du Callovien, ainsi que dans les affleurements calcaires cryoturbés, du Bathonien tout proche.

Ce faciès, souvent composé à plus de 80 % de grains de glauconie, a un ciment argileux. A la loupe, les grains de glauconie sont plus ou moins réniformes et de couleur verte, avec quelques grains plus sombres. L'analyse d'argile indique une égale proportion de montmorillonite et d'illite.

Au sommet, le passage de la Glauconie de base à la Craie glauconieuse (c1) est progressif.

Un cailloutis, d'épaisseur centimétrique, existe parfois à l'extrême base de la Glauconie. Les galets de quartz dominant et sont accompagnés de quelques galets de grès, de grès-quartzite et plus rarement de roche silicifiée noire. Ces

galets varient de 0,5 à 2 et 3 cm de diamètre; quelques galets peuvent atteindre 5 cm, exceptionnellement 8 cm. Les galets sont généralement très bien usés; les plus grands ont une forme aplatie, mais un petit nombre de ces galets sont à peine émoussés.

Dans une fondation de maison à Saint-Léger-sur-Sarthe ($x = 452,37$; $y = 91,28$; $z = + 156$), ces galets sont alignés à l'extrême base de la Glauconie et sont également dispersés dans les 10 cm de base; parmi le cortège pétrographique habituel, on note la présence de fragments peu roulés (1 à 4 cm) de silt ferrugineux ocre, provenant du remaniement des croûtes grésio-ferrugineuses observées à la partie supérieure des couches argilo-sableuses du Callovien.

Au Mêle-sur-Sarthe, un cailloutis analogue, assez dispersé, a également été observé au-dessus du Callovien argilo-sableux un peu ferruginisé (talus d'un chemin en $x = 452,92$; $y = 92,00$; $z = + 153$). Bien représenté dans le Nord-Est de la feuille (cf. Rn7-c1), ce cailloutis existe encore dans la région de Hauterive. Par contre il n'a pas été rencontré en sondage à la tarière près des massifs anciens. Dans deux sondages réalisés au Sud du massif d'Ecouves: l'un au hameau des Ragottières près de la route D 26, l'autre dans un bosquet au Nord-Est de la ferme d'Avoise et dans un troisième au Nord du massif de Perseigne (en $x = 447,80$; $y = 83,31$; $z = + 203$), la Glauconie de base repose directement sur le Callovien, sans cailloutis intermédiaire.

L'épaisseur de la Glauconie, estimée d'après la cartographie, est en général voisine de 10 à 15 m; elle paraît atteindre 20 m ou plus en bordure des massifs anciens (Ecouves et Perseigne); par contre elle n'a pu être cartographiée à Barville et Saint-Julien-sur-Sarthe où elle se réduit à quelques décimètres. On se trouve ici sur le prolongement nord-est d'une faille qui borde le massif de Perseigne et qui a dû jouer au cours de la sédimentation de cette Glauconie.

Le faciès de l'Argile glauconieuse à minerai de fer, connu sur les cartes voisines à l'Ouest et au Sud, n'a pas été observé sur le territoire étudié. Aucun fossile n'a été trouvé dans cette Glauconie qui doit, pour l'essentiel, appartenir au Cénomanién inférieur, mais, dans le contexte régional, l'Albien supérieur pourrait localement être représenté à la base. Dans ce faciès en effet, A. Lebert, après A. Guillier en 1886, a trouvé récemment sur le territoire de la carte la Ferté-Bernard, une Ammonite de l'Albien supérieur: *Callihoplites* sp.

c1-2a. Cénomanién inférieur à moyen. — c2a. Craie de Rouen. — c1.

Craie glauconieuse. Dans le faciès de la Craie glauconieuse (c1), les grains de glauconie sont plus ou moins fréquents dans une matrice crayeuse et finement sableuse généralement tendre. On y trouve également de fréquentes passées indurées irrégulières et à limites floues, à faciès siliceux de la Gaize (craie silteuse envahie par une trame d'opale-cristobalite pouvant remplacer complètement la calcite dans certains cas, d'après P. Juignet, 1974). L'épaisseur de c1 peut atteindre 20 à 25 m au Nord-Ouest du Mêle-sur-Sarthe et 10 à 15 m près du massif de Perseigne; elle se réduit à environ 5 m à Barville.

Cette craie, d'âge cénomanién inférieur, a fourni *Schloenbachia* sp. dans un champ près de la ferme du Molier à l'Est de la Fresnay-sur-Chédouet et *Schloenbachia varians subtuberculata* accompagné de Lamellibranches dans l'ancienne carrière de la Houssaye au Sud-Ouest du même village (P. Juignet, 1974).

La Craie de Rouen (c2a) a été observée en deux points sur la feuille. D'une part, au Sud-Est de la Fresnay-sur-Chédouet, où ce faciès couronne la butte de la ferme du Prieuré. La partie supérieure visible est une craie blanchâtre avec quelques silex noirs; elle a fourni plusieurs *Acanthoceras* gr. *rhomagense* (Brong.). Cette craie d'autre part été observée à Barville dans une carrière où la Craie de Rouen, un peu glauconieuse, est visible sur 2 à 3 m au-dessus du

faciès de la Craie glauconieuse. A la base de cette Craie de Rouen, un lit très glauconieux a fourni deux fragments d'*Acanthoceras* sp., tandis qu'un troisième *Acanthoceras* sp. a été trouvé en éboulis au pied de cet affleurement. L'épaisseur de la Craie de Rouen pourrait atteindre 5 m à la ferme du Prieuré; elle n'a été observée que sur 3 m à Barville et pourrait exister à Saint-Julien-sur-Sarthe. Cette craie appartient au Cénomanién moyen.

c2a-b. Cénomanién moyen à supérieur. Argiles sombres carbonatées à la base; sables fins argileux; puis sables fins à moyens à minces lentilles d'argile kaolinique. Ces faciès argileux et sableux de c2a-b ne subsistent que dans un étroit panneau faillé près de la ferme du Molier à l'Est de la Fresnay-sur-Chédouet. La partie inférieure de cette série a été traversée partiellement par deux forages à la tarière; la partie supérieure, elle, affleure dans une sablière en exploitation. Grâce à ces deux forages et à cet affleurement, on peut donner de bas en haut la coupe suivante :

● **Niveau A** : traversé sur 13,05 m, dont la base n'est pas atteinte. Argiles à passées silteuses, gris sombre à gris-noir, carbonatées, avec petits fossiles dans les deux tiers inférieurs. Ces argiles alternent avec des couches plus silteuses ou des sables fins argileux sombres et avec quelques minces lits de sable moyen, souvent ferrugineux et parfois cimentés en plaquettes gréseuses ocre.

● **Niveau B** : épais de 13,25 m à 14,55 m dans deux forages distants de 20 m; le sommet de ce niveau affleure au plancher de la sablière. Ce sont des sables fins argileux, sombres à la base, où s'intercalent de minces passées d'argile carbonatée noirâtre contenant de petits Gastéropodes. Ils deviennent gris jaunâtre, puis jaune verdâtre au sommet. On trouve, en alternance avec ces sables et sur toute leur hauteur, de minces lits centimétriques d'argile grise, non carbonatée, tandis que quelques lits centimétriques à décimétriques de sable moyen à grossier s'intercalent dans les 2 m de sable peu argileux du sommet.

● **Niveau C** : puissant d'environ 8 à 10 m; composé de sables fins à moyens, meubles ou un peu argileux, avec rares passées de sable moyen à grossier à leur base. Dans cette masse sableuse, on observe une argile blanche, essentiellement kaolinique, disposée en lentilles irrégulières d'épaisseur centimétrique et de quelques décimètres de long, en petits nodules centimétriques ou remplissant des tubulures, perpendiculaires et obliques à la stratification.

Des blocs ou de grandes dalles de grès à grain fin, ou fin à grossier, peuvent être observés au sommet de la butte.

L'analyse des argiles, chiffrée de 1 à 10, donne les résultats qualitatifs et semi-quantitatifs suivants dans les niveaux A, B et C.

		Kaolinite	Smectite	Illite	Irréguliers ill.-smectite
Niveau C		8 à 9			2 à 1
Niveau B	Extrême sommet	1 à 3	3 à 6	3 à 4	
	Parties moyenne et inférieure		7 à 9	3 à 1	
Niveau A	Sommet	1	7	2	
	Base		9	1	

Le passage de A à B est progressif et l'analyse des argiles vient confirmer cette continuité. Il s'agit de dépôts marins, comme le montre par ailleurs la microfaune, mais avec apparition de kaolinite à l'extrême sommet des niveaux A et B, ce qui dénote une influence continentale. Quant au niveau C, où la kaolinite est nettement prédominante, il s'est sans doute déposé en milieu estuarien.

L'étude micropaléontologique des niveaux A et B a montré la présence de : *Vaginulina* gr. *robusta*, *Nodosaria vertebralis*, *Marginulina trilobata*, *Hoeglundina supracretacea*, et de rares *Rotalipora cushmani*. Les quatre premières espèces appartiennent à la microfaune du Cénomaniens régional; *H. supracretacea*, inconnue à ce jour dans le Cénomaniens supérieur, indique le Cénomaniens inférieur à moyen; *R. cushmani* marque par contre la partie moyenne à supérieure de l'étage. Dans le niveau A l'argile silteuse carbonatée, plus ou moins glauconieuse contient : débris de lignite, Foraminifères, Ostracodes, Microgastéropodes, débris assez rares d'Echinodermes, Radiolaires et spicules siliceux d'Éponges.

L'étude des Ostracodes dans 4 échantillons du niveau A a fourni à R. Damotte des espèces albo-cénomaniennes : *Cythereis larivourensensis* Dam. et Grosd. (Albien supérieur—Cénomaniens), *Bairdia pseudoseptentrionalis* Mertens (Albien supérieur—Cénomaniens) et des espèces cénomaniennes : *Dordoniella strangulata* Apostolescu, *Risaltina aquitanica* Colin et Grekoff, du Cénomaniens de Dordogne (supérieur surtout), *Matronella matronae escubereus* Colin, du Cénomaniens supérieur de Dordogne et du Cénomaniens moyen du seuil du Poitou; enfin *Cythereis religata* Dam., *Schuleridea tumescens* Dam., *Pterygocythereis rati* Dam., *Dumontina cereensis* Dam., *Spinoleberis petrocortica* Dam., *Plathycythereis minuta* Dam. : ces 6 dernières espèces ont été décrites dans le Cénomaniens supérieur de Touraine. On doit noter que dans l'échantillon de base du forage le plus profond (à 27 m) les Ostracodes indiquent en majorité la partie supérieure du Cénomaniens.

La macrofaune étudiée par H.-A. Kollmann, est composée de Lamellibranches (Nuculidés) et de Gastéropodes (Turritellidés et autres petits Gastéropodes assez abondants mais indéterminables).

L'étude de la palynologie et du microplancton indique un âge cénomaniens moyen à supérieur pour les deux niveaux A et B. Seules sont citées les principales espèces avec indication de la profondeur atteinte sous le plancher de la sablière :

— à 27 m (niveau A). Microplancton : *Palaeohystrichophora infusorioides*. Pollens : *Classopollis classoides*, *Bacutricolpites constrictus*;

— de 21,30 à 24,90 m (niveau A). Microplancton : *Spiniferites ramosus ramosus*. Pollens : *Retitricolpites prosimilis*, *Clavatipollenites hughesii*. Spores : *Appendicisporites tricornitatus*;

— de 20,50 à 21 m (niveau A). Microplancton : *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Xenascus ceratioides*. Pollens : *Classopollis* sp., *Gnetaceaepollenites*, *Ephedripites*. Spores : *Camarozonosporites* sp. Ce dernier ensemble indique un âge cénomaniens sans autre précision;

— enfin de 15,50 à 16 m (niveau A) et dans les couches suivantes du niveau B (9 à 10 m ainsi que de 8,30 m à 8,50 m), les assemblages indiquent un âge également cénomaniens moyen à supérieur. Microplancton : *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Ellipsodinium rugulosum*, *Spiniferites crassimuratus*. Pollens : *Parvisaccites radiatus*, *Classopollis* sp., *Turonipollis* sp., *Clavatricolpites* sp., *Psilatricolpites psilatus*. Spores : *Gleicheniidites senonicus*, *Appendicisporites stylosus*, *Camarozonosporites semilevis*.

Ces différentes données permettent d'attribuer au Cénomaniens moyen à supérieur les argiles du niveau A et les sables argileux du niveau B sus-jacent. Il

est possible que le niveau C appartienne encore à la partie terminale du Cénomanién, mais il n'a fourni aucun élément de datation.

La base du niveau A n'ayant pas été atteinte en forage, on ignore si elle est concordante ou non sur la Craie de Rouen, d'âge cénomanién moyen.

L'ensemble des terrains représentés sur la carte avec la notation c2a-b apparaît donc comme un équivalent latéral probable des Sables du Perche.

e. Eocène : Bartonien probable. Cailloutis, sables fins et silts, grès. Quelques mètres de sables d'âge éocène supérieur probable, reposent sur un cailloutis qui surmonte les sables cénomaniéniens à l'Est de la Fresnay-sur-Chédouet; cette série est conservée dans une lanière tectonique effondrée. Une ancienne sablière située au Nord de la route D 16, immédiatement au Sud-Est de la ferme du Molier, permet d'observer de bas en haut, au-dessus des sables cénomaniéniens :

a) 1 à 3 m : passées de cailloutis dans un sable quartzéux très grossier à grains assez usés. Le cailloutis est composé de fragments peu roulés de gaize et de silex du Cénomanién, de taille variant de 1 à plus de 10 cm de longueur; ces débris sont assez cacholonnés et blanchâtres. Des galets de silex noirs, localement abondants s'y ajoutent; leur taille varie de quelques millimètres à 4 cm; assez usés, ils ont cependant des formes un peu bicornues très variables. Les affleurements de ce cailloutis dans la partie sud-ouest de l'ancienne carrière sont colorés par des oxydes de fer et comportent même des encroûtements ocre ou rouges.

Au-dessus d'une zone masquée, sur quelques décimètres à 1 ou 2 m on note en $x = 447,63$; $y = 84,86$; $z = + 175$:

b) 0,40 m : sable quartzéux fin à moyen gris à gris jaunâtre, avec quelques grains de quartz de 1 à 2 mm;

c) 0,10 m : sable fin gris blanchâtre;

d) 0,15 m : sable fin gris-noir, un peu rougeâtre;

e) 0,40 m : silt plus ou moins argileux, noir, assez induré. Ce niveau s'épaissit vers l'Ouest où il peut dépasser le mètre;

f) 0,50 m : silt gris à violacé très pâle, d'aspect feuilleté et à délit prismatique contenant quelques filets décolorés gris clair à plages rougeâtres;

g) 0,05 m : argile silteuse gris clair;

h) 2 m environ : sable fin à très fin, jaunâtre ou ocre à la base, passant au gris jaunâtre, puis au blanc au sommet; ce sable est parcouru de fentes obliques de couleur gris-brun dont les parements sont indurés sur quelques centimètres d'épaisseur. Dans le dernier mètre, ce sable est meuble;

i) 0,80 m : silt plus ou moins argileux gris clair, parcouru de filets jaunâtres; délit plus ou moins prismatique;

j) 0,20 à 0,30 m : silt argileux gris sombre, mauve clair à violacé, à délit prismatique et à filets décolorés gris clair;

k) environ 1 m : à la base quelques décimètres de sable quartzéux très grossier à matrice argileuse. Ce niveau est mauve à violacé sur 0,10 m à l'extrême base, puis jaunâtre ou ocre et son sommet est brun-rouge. Ces sables sont parcourus d'un lacs de filets décolorés, blanc verdâtre, larges de plusieurs centimètres; on observe localement dans les parties axiales de ces filets des vestiges charbonneux de racines. Dans la moitié supérieure du niveau k existent des rognons gréseux de forme et de taille très irrégulière, de 1 à plus de 10 cm, disséminés dans les sables; l'un d'eux a fourni une empreinte végétale indéterminable;

l) au sommet de la butte, on trouve des petits blocs de grès fin à grossier, de quelques décimètres d'épaisseur. Assez quartzitisés, ils montrent des arêtes

émoussées et une patine luisante : ils ont vraisemblablement subi une érosion éolienne.

Le cailloutis du niveau *a*, intercalé entre les sables cénomaniens et tertiaires, s'est déposé ici pendant la longue période continentale qui va de la fin du Cénomanien au début du Bartonien ; cette mise en place a probablement suivi de près une réactivation tectonique de ce secteur. Mis à part les gros grains de quartz assez usés, ce cailloutis ne contient pas de roche du socle, bien que le massif de Perseigne soit assez proche. Par contre il faut signaler ici la présence de galets de silex noirs, localement abondants, façonnés sans doute par la mer ; ces galets pourraient provenir de la couverture crétacée du massif de Perseigne ou de ses abords immédiats, érodée au cours d'un soulèvement tectonique juste après le dépôt de la Craie de Rouen. En lame mince ces galets de silex montrent de nombreux fantômes de spicules d'Eponges constitués de silice microcristalline, ainsi que quelques éléments silicifiés structurés qui s'apparentent à des fragments de Bryozoaires. Ce microfaciès évoque celui de certains silex crétacés.

Les analyses d'argile effectuées dans ces sables tertiaires, et chiffrées de 1 à 10, donnent les résultats suivants :

Niveau	Kaolinite	Irréguliers illite-smectite
<i>k</i> (milieu)	7	3
<i>h</i> (moitié supérieure)	10	—
<i>g</i>	9	1
<i>e</i>	9	1
<i>b</i>	9	1

Le silt noir du niveau *e*, contenant 1,62 % de matière organique, est aphytique.

Un rognon gréseux, inclus dans le niveau *k*, se montre en lame mince constitué de grains de quartz fortement hétérométriques avec juxtaposition de grains bien arrondis, de grains fissurés, corrodés ou éclatés. Localement on note de petites concrétions argileuses et des oxydes de fer diffus. Le ciment est essentiellement siliceux, sous forme d'opale. Cette silice d'origine pédogénétique s'est mise en place dans un paléosol sableux dont les quartz sont corrodés.

L'étude des minéraux lourds a été effectuée sur deux échantillons dans la fraction granulométrique 0,05 mm à 0,5 mm. Le pourcentage relatif des minéraux transparents est le suivant :

● Niveau *h* (moitié supérieure) :

Tourmaline 20	Zircon 21	Rutile 6	Anatase 9
Brookite 0,2	Andalousite 20	Staurotide 16	Disthène 3

Le pourcentage des minéraux ubiquistes est voisin de 56 % et celui des minéraux de métamorphisme de 39 %. Le cortège est caractérisé par des tourmalines bleutées, de la staurotide cannelée et la présence de monazite et de muscovite.

• Niveau b

Tourmaline 29	Zircon 5	Rutile 3	Anatase 3
Andalousite 30	Staurotide 22	Disthène 7	

Dans ces sables provenant sans doute du remaniement du Cénomaniens moyen à supérieur, le pourcentage des minéraux ubiquistes est inférieur à celui des minéraux de métamorphisme. Dans ce niveau *b* on note également la présence de : tourmalines bleutées, staurotides cannelées, épidote, spinelle vert et muscovite.

Cette série sableuse azoïque et aphytique présente des caractères lithologiques et sédimentologiques rappelant fortement ceux d'une autre série récemment reconnue par forage près de Fyé (feuille Fresnay-sur-Sarthe) dont un niveau silteux noir, riche en matière organique, a fourni à J.-J. Châteauneuf de nombreux pollens de l'Eocène supérieur (Auversien probable) indiquant un milieu lacustre ou marécageux sous climat chaud et humide.

Le dépôt sableux tertiaire décrit à l'Est de la Fresnaye-sur-Chédouet, distant seulement d'une quinzaine de kilomètres de celui de Fyé, a probablement le même âge.

Formations résiduelles

Srj. Dalles résiduelles de calcaire ou de grès calcaire du Jurassique moyen, silicifiées et solifluées sur les pentes. Des dalles calcaires ou grésocalcaires épigénisées en silice et en barytine provenant de la formation j1-2^S ont été représentées localement à l'Ouest et au Sud-Ouest de Cuissai où elles ont soliflué sur les pentes. Cette formation a été notée également sans certitude au Chêne-Boulay, car les calcaires silicifiés sont signalés (Letellier, 1888) mais n'ont pas été retrouvés. A. Bigot (1893) avait signalé quelques fossiles dans un faciès analogue observé au sommet de la butte de Montrayé (Pectens et autres Bivalves indéterminables).

Une dalle silicifiée, solifluée, prélevée dans les fondations d'une maison au Nord du hameau de Montrayé ($x = 427,48$; $y = 87,56$; $z = + 176$) porte quelques empreintes de gros moules de Bivalves, non identifiables qui ne permettent pas non plus de préciser davantage son niveau stratigraphique à l'intérieur du Jurassique moyen. Dans cette fouille, les dalles sont solifluées et entassées sans ordre sur plus d'un mètre d'épaisseur.

Rn7-c1. Cailloutis résiduel de la base de l'Albo-Cénomaniens : galets de quartz et de grès. Un cailloutis résiduel provenant vraisemblablement de la base de la Glauconie est représenté sur les interfluviaux au sommet des collines d'argiles calloviennes au Nord-Est de la carte autour de Ménil-Guyon et du Chalange. Galets et graviers sont disséminés sur le sol parfois en assez grand nombre; leur taille varie de 0,5 à 8 cm, avec une moyenne de 1 à 3 cm. Ce sont en majorité des galets de quartz accompagnés de quelques galets de grès, de quartzite et plus rarement de roche silicifiée noirâtre. Une part notable de ces galets est teintée dans la masse en brun jaunâtre par des oxydes de fer. Ces graviers sont arrondis alors que les plus gros galets sont aplatis et allongés. Les éléments les plus usés de ce cailloutis conservent des caractères fluviaux et remontent probablement à la longue période continentale qui précède la

transgression marine crétacée (P. Juignet, 1974). Ils ont été repris et étalés par les courants sur les fonds marins au début de cette transgression.

Sur les replats topographiques, parmi les placages de ce cailloutis, on remarque des dalles décimétriques non roulées, d'une roche silicifiée assez corrodée et plus ou moins cacholonisée. Il s'agirait d'éléments résiduels provenant de l'altération des formations crétacées. Ces témoins ont notamment été récoltés au Nord-Ouest de Ménil-Guyon, dans une tranchée de drainage, en bordure du chemin menant à la ferme de la Vallée, ($x = 447,30$; $y = 101,20$; $z = +190$) et près de là dans les déblais d'une tranchée à 250 m à l'Ouest de la ferme du Souchet ($x = 446,82$; $y = 100,02$; $z = +192$).

Ce cailloutis de base du Crétacé a été observé en place sous la Glauconie de base en plusieurs points. Par contre le cailloutis signalé en intercalation dans la Glauconie par P. Juignet (1974) sur la route de Louzes, au carrefour des Trois-Croix à Roullée, n'a pas été retrouvé. Sous 1,10 m de Glauconie il s'agissait de 0,40 m de graviers, galets et blocs de quartz filonien, de grès paléozoïque dans un sable glauconieux. Cet affleurement, ainsi que ceux signalés par P. Delaunay (1934) près de l'école de la Fresnaye-sur-Chédouet, pourraient en fait correspondre à des cailloutis colluvionnés à la surface des terrains crétacés durant le Quaternaire et recouverts ensuite par des loupes de Glauconie solifluées lors des périodes froides. Ce type de superposition est en effet fréquent dans la région et peut se réaliser même sur des pentes très faibles; il a été observé en plusieurs endroits à proximité des massifs d'Ecouves et de Perseigne, ou même au Mêle-sur-Sarthe (cailloutis alluviaux quaternaires recouverts par plusieurs décimètres de Glauconie).

Sur le reste de la feuille, ce cailloutis résiduel provenant de la base du Crétacé n'a pu être représenté; il est en effet souvent repris dans les alluvions anciennes ou dans les colluvions caillouteuses d'origines diverses (alluvions sur couverture secondaire, mélangé au cailloutis de base du Jurassique sur le socle, etc.).

+ **Blocs de grès résiduels.** Des blocs ou dalles de grès résiduels, déplacés ou non par l'Homme, épais de un à plusieurs décimètres et atteignant parfois 1 à 2 m de long, ont été indiqués ponctuellement sur la carte.

Ces grès sont tantôt homogènes à grain fin, tantôt très hétérométriques; leur ciment est siliceux et les blocs sont plus ou moins quartzitisés.

Près du massif de Perseigne, nombre de ces blocs proviennent sans doute du sommet de sables du Cénomaniens moyen à supérieur actuellement érodés: Sud-Ouest de la Fresnaye-sur-Chédouet (bois au Sud-Ouest de la Vincendière) ou encore au Sud de Lignièrès-la-Carelle (bosquet à proximité d'affleurements de Glauconie). Près du massif d'Ecouves, de tels blocs résiduels ont également été localisés dans les secteurs proches des affleurements crétacés; ils reposent tantôt sur les terrains albo-cénomaniens, tantôt sur les terrains jurassiques dans la région de Radon, au Nord-Ouest de Valframbert, au Nord et Nord-Est de Cuissai, etc.

La plupart des blocs de grès résiduels proviennent du sommet grésifié des sables cénomaniens; cependant à l'Est de la Fresnaye-sur-Chédouet, quelques blocs de petite taille sont issus du sommet induré des sables rapportés à l'Eocène supérieur.

Rs. Formation résiduelle à silex. Fragments de gaize et de silex, matrice argilo-sableuse. Cette formation, d'extension limitée, a été cartographiée sur les replats au sommet des collines du Cénomaniens entre Essay et le Mêle-sur-Sarthe. Elle est surtout composée de fragments de gaize et de quelques silex; ces derniers pourraient provenir du démantèlement des terrains crayeux du Cénomaniens moyen (Craie de Rouen), tandis que la gaize provient du

Cénomarien inférieur. Ces divers fragments plus ou moins corrodés sont souvent brun jaunâtre à brun-rouge; certains de ces cailloutis montrent des faces fragmentées luisantes. Cette formation, épaisse de 0,5 m à plus de 1 m, a une matrice argilo-sableuse de couleur terreuse. Elle repose sur la cràie cénomaniennne décalcifiée sur un à plusieurs mètres de profondeur et montrant alors un faciès argilo-sableux de couleur jaunâtre.

La formation à silex représente après dissolution ce qui reste du sommet des terrains carbonatés du Cénomarien moyen à inférieur. Ces derniers étaient à l'origine recouverts par le faciès sableux du Cénomarien moyen à supérieur, dont un bloc de grès résiduel a été repéré sur la carte près de Saint-Aubin-d'Appenai. Le développement de cette formation résiduelle à silex a pu débiter sous couverture sableuse en période continentale, avant l'érosion totale de ces sables, mais pour l'essentiel il doit être beaucoup plus récent.

Formations superficielles

Cv. Colluvions très anciennes (Tertiaire—Quaternaire ?). Argiles bariolées mélangées de cailloutis graveleux de quartz et de grès; passées sableuses. Des colluvions argileuses ou argilo-sableuses assez indurées dans lesquelles on trouve, dispersés, des graviers de quartz et de grès du socle, ont été cartographiées à l'Ouest et au Nord-Ouest d'Alençon. Ces colluvions, au sein ou à la base desquelles il existe des passées sableuses, sont colorées de teintes vives : brun-rouge, rouge violacé, jaune ou brun-ocre, etc.. On y trouve également des imprégnations noires et des granules ferro-manganiques.

Les graviers, dont la taille varie de 1 mm à plus de 1 cm, ne sont généralement pas usés; cependant on y trouve parfois de petits galets bien usés provenant du remaniement de formations antérieures.

Ces colluvions anciennes reposent sur les sables aaléniens au Sud-Ouest de Condé-sur-Sarthe, ainsi que sur des faciès carbonatés ou silicifiés aaléniens à bathoniens dans les régions de Montperthuis et d'Alençon. En bordure du massif d'Ecouves, elles ont été rencontrées uniquement en forage d'une part au Nord-Nord-Ouest de Cuissai (Sud de la ferme de la Tuilerie), d'autre part au Nord-Nord-Ouest de Colombiers près de Courteuil. Dans ces deux cas ces colluvions sont situées sous des cailloutis alluviaux anciens du Quaternaire et reposent sur des sables purs ou mêlés de cailloutis d'origine probablement alluviale d'âge indéterminé, quaternaire ancien, sinon tertiaire ?

Dans les régions d'Alençon et de Montperthuis, les alluvions anciennes Fx ou Fw reposent sur ces colluvions Cv. Ces dernières ont été entraînées par un ruissellement peu important (graviers de socle de petite taille disséminés dans les argiles) et ont subi des rubéfections intenses sous climat chaud et humide. Les argiles de décarbonatation des calcaires ou des calcaires gréseux du Jurassique ont pu alimenter ces colluvions argileuses dont l'extension paraît d'ailleurs grossièrement limitée aux zones d'affleurements du Jurassique calcaire. Des analyses réalisées sur les échantillons de trois forages ont montré pour moitié de l'illite, puis une proportion sensiblement égale de kaolinite et d'interstratifiés illite-smectite; ces forages sont situés à la Brébiette ($x = 432,090$; $y = 83,980$; $z = + 151,5$), près de Vaucelles au-dessus d'une sablière ($x = 428,500$; $y = 83,220$; $z = + 152$) et à l'Est de Montperthuis ($x = 431,550$; $y = 84,990$; $z = + 166$).

L'âge de ces colluvions reste mal déterminé. Elles sont en effet situées parfois sous les alluvions grossières Fw et reposent dans certains cas, également sur des alluvions plus fines d'âge quaternaire ou tertiaire. L'épaisseur de ces colluvions notées Cv varie de 1 à 5 m près d'Alençon, Condé-sur-Sarthe, Montperthuis. Au pied du massif d'Ecouves, elles atteignent également près de 5 m dans deux forages déjà cités.

Au Sud-Ouest de Condé-sur-Sarthe, 2 m de sable grossier brun rougeâtre, rencontrés en forage au-dessus de l'Aalénien et sous des colluvions argileuses Cv dans un forage déjà cité en $x = 428,500$; $y = 83,220$; $z = + 152$, se rattacherait plutôt à ces colluvions qu'aux alluvions anciennes Fv. Ces sables, accompagnés de petits fragments millimétriques de roches altérées du socle, contiennent le même cortège minéralogique que les sables aaléniens, avec nette prépondérance des minéraux ubiquistes sur les minéraux de métamorphisme. Près de la base de ces sables grossiers remaniés, un sable terreux correspond à un ancien niveau humifère.

C. Colluvions indifférenciées. Éléments remaniés grossiers ou fins, mis en place par ruissellement ou solifluxion à partir des massifs anciens, des terrains secondaires, tertiaires ou quaternaires. Ces colluvions, mises en place au cours du Quaternaire par le ruissellement et la solifluxion, ont été figurées d'une manière volontairement limitée sur les massifs d'Ecouves et de Perseigne où elles couvrent en fait des surfaces très étendues, avec une épaisseur de un à plusieurs mètres sur les versants. Dans ces secteurs où existent des barres gréseuses paléozoïques à fort relief, les éboulis pierreux n'ont pas été différenciés des colluvions. Sur les pentes moins fortes de ces massifs, les éléments des colluvions sont très hétérométriques, avec des blocs mêlés à des fragments de roches décimétriques ou centimétriques et une matrice argilo-sableuse parfois très colorée. Sur les versants des collines de terrains secondaires ou quaternaires, ainsi que dans les vallons avoisinants, les colluvions sont plus fines et généralement mieux triées. Les colluvions très fines dérivent des limons de versant LP; des colluvions plus grossières proviennent d'alluvions anciennes. Sur les massifs anciens, les colluvions peuvent atteindre et dépasser 5 mètres; ailleurs leur épaisseur varie de 1 à moins de 5 mètres.

LP. Limons indifférenciés. Limons généralement argileux, bruns ou brun-rouge. Ces limons très fins sont des loess, mis en place par le vent au cours des périodes froides du Quaternaire sur les replats et les versants à pentes faibles ou moyennes protégés des vents dominants d'Ouest et de Sud-Ouest. A ces dépôts éoliens, se mêlent souvent des lits de graviers ou des limons entraînés par ruissellement ou solifluxion. Lors de chaque période interglaciaire, une partie de ces dépôts a été érodée ou tronquée sur les versants à pente trop forte, tandis que ce qui subsistait subissait une pédogenèse. Les limons anciens assez argileux sont colorés en brun-rouge, brun-jaune, etc.

Seuls les limons de la dernière période glaciaire, le Weichsélien (ou Würm dans la terminologie alpine), sont moins altérés et plus clairs que les limons anciens. Cependant, à leur sommet ils sont devenus plus argileux, avec une couleur brune, sur quelques décimètres à plus d'un mètre d'épaisseur, à la suite de l'altération récente subie au cours de l'Holocène. Sur le territoire de la feuille étudiée, J. Véraque estime qu'une part notable des limons représentés appartient au Weichsélien supérieur; ils sont caractérisés par un cortège de minéraux lourds à tourmaline, anatase et zoisite.

Les limons de cette région atteignent 1,5 à 2 m d'épaisseur. Cependant on note localement 3,50 m à Dimorel au Sud de Montchevrel et plus de 4 m près du massif d'Ecouves (Sud-Sud-Ouest de la ferme du Plé à Radon) où plusieurs passées de cailloutis s'intercalent dans les limons.

Fv. Alluvions très anciennes (Tertiaire, Quaternaire ?) : sables et graviers. Des alluvions très anciennes ont été rencontrées lors de travaux souterrains sur

la bordure méridionale du massif d'Ecouves. Un puits creusé au Nord-Est de Colombiers ($x = 432,240$; $y = 89,750$; $z = + 177$) a montré l'existence (J. Vérague, 1975) de niveaux de sables et graviers anciens, etc. sous les alluvions grossières Fw reconnues ici de 0,95 m à 8,5 mètres. On note ainsi dans la coupe :

- niveau 3—8,5 à 9,8 m : sable argileux ocre-rouge avec quelques galets de quartzite altérés;
- niveau 4—9,8 à 10,3 m : lentilles discontinues de sables grossiers et de graviers;
- niveau 5—10,3 à 12 m : alternance de niveaux argilo-limoneux compacts, épais, ocre-noir, avec des amas sablo-argileux noirâtres riches en matière organique;
- niveau 6—12 à 12,5 m : lentilles de graviers et de sables détritiques ocre-jaune;
- niveau 7—12,5 à 17,4 m : couche argilo-sableuse à lentilles de sables grossiers ocre et de sables noirs argileux;
- niveau 8—17,4 à 18,5 m : couche mixte d'argiles détritiques ocre et d'argiles carbonatées;
- niveau 9—18,5 à 21 m : couche hétérométrique à blocs de calcaires (taille moyenne 0,3 m) dans une gangue marno-sableuse.

J. Vérague attribue les couches 8 et 9 à des apports latéraux dans une cuvette d'origine tectonique. Les blocs calcaires du niveau 9 proviendraient d'affleurements voisins du Bathonien ou de bancs calcaires bathoniens démantelés sur place, tandis que les argiles carbonatées du niveau 8 pourraient être remaniées des affleurements marneux voisins du Callovien inférieur. Les niveaux de 3 à 8 sont rattachés à la formation Fv.

Sables et graviers des niveaux 3, 4, 6 et 7 paraissent bien appartenir à des faciès alluviaux. Les sédiments plus fins des couches 5 et 8, parfois chargés de matière organique (1,55 % de carbone dans les amas noirs de 5) témoignent plutôt d'un ralentissement des apports, sans doute lié au climat et ressemblent davantage à des colluvions (faible ruissellement).

L'étude des argiles de ces différents niveaux (J. Vérague, 1975) montre la présence de kaolinite, illite, smectite et pyrophyllite dans les niveaux 3 à 7; la vermiculite est signalée dans le niveau 3 et le lépidocrocite dans le niveau 5, ainsi qu'un peu de goethite sur toute la hauteur de la coupe.

D'autres niveaux sableux, d'origine probablement alluviale, ont été traversés par le forage 5-28 au Nord-Ouest de Colombiers, près du hameau du Courteil ($x = 430,37$; $y = 89,48$; $z = + 169$). Sous les colluvions argileuses et très colorées Cv, épaisses de 5,57 m, un niveau de sable blanc fin, épais de 1,43 m, repose sur 0,7 m d'argile ocre mêlée à de petits débris, puis à de gros fragments de calcaires jurassiques correspondant sans doute au toit plus ou moins désagrégé des calcaires jurassiques sur lesquels ils reposent dans ce forage.

Il en est de même dans un forage à la trière au Nord-Ouest de Cuissai, près de la ferme de la Tuilerie ($x = 427,80$; $y = 89,40$; $z = + 175$), où l'on trouve sous les colluvions argileuses Cv, 1,95 m de sable fin noirâtre contenant 4,77 % de matière organique, avec une passée de sable fin gris rougeâtre; ces sables reposent sur un substratum dur (socle ancien probable) qui n'a pu être traversé. Dans l'argile des sables noirs, la kaolinite dominante est accompagnée d'interstratifiés illite-smectite. L'étude palynologique a montré la présence de débris ligneux, ainsi que des pollens d'*Ericaceae* et des restes de champignons, le tout d'âge indéterminé.

L'ensemble de ces faciès qui vient souvent se placer à la base des colluvions Cv est également d'âge indéterminé; il pourrait s'agir de Quaternaire ancien ou peut-être de Tertiaire continental ?

Fw. Alluvions anciennes des hauts niveaux. Cailloutis grossiers, accompagnés parfois d'une matrice argilo-sableuse brun-rouge à rouge. Des cailloutis grossiers de niveaux alluviaux élevés ont été représentés sur la carte, près des massifs d'Écouves et de Perseigne, dans la région ouest d'Alençon, ainsi qu'au Sud-Ouest du Mêle-sur-Sarthe où ils sont alors situés à 20 m et même 25 m au-dessus du cours actuel de la Sarthe. Ces cailloutis sont essentiellement formés d'éléments du socle ancien; près du Mêle-sur-Sarthe, il s'y ajoute des éléments siliceux provenant du Crétacé (gaize et silex) ou du Jurassique (roches calcaires silicifiées). La taille des éléments de ce cailloutis est plus importante près des massifs anciens où elle peut atteindre et dépasser 10 à 15 cm. Près du massif d'Écouves, les cailloutis Fw sont souvent emballés dans une matrice argilo-sableuse brun-rouge à rouge ou brun-ocre.

Dans un puits implanté sur l'ancien cône torrentiel de la Briante en bordure de la route Radon—Colombiers, ces alluvions Fw sont épaisses de 7,55 m (J. Vêrague, 1975). L'étude des argiles de la matrice du cailloutis montre la prépondérance de l'illite et de la kaolinite sur la pyrophyllite, la vermiculite et la lépidocrocite; on note encore la présence de goethite. Dans les alluvions Fw de ce puits, les galets de grès quartzite, parfois très altérés, se désagrègent superficiellement en sable lorsqu'ils ne sont pas cuirassés par une patine ferrique.

Près du massif de Perseigne et dans les régions d'Alençon et du Mêle-sur-Sarthe, la matrice argilo-sableuse du cailloutis alluvial est moins abondante et moins colorée que près du massif d'Écouves.

Aucun argument paléontologique ne permet de préciser l'âge très probablement quaternaire de ces cailloutis Fw qu'il est parfois difficile de distinguer des autres alluvions. L'épaisseur de ce cailloutis Fw dépasse localement 8 m dans le cône torrentiel de la Briante; par contre elle se réduit à un ou quelques décimètres au plus sur les interfluves, à l'Ouest d'Alençon; cette épaisseur reste mal connue près du massif de Perseigne et au Sud-Ouest du Mêle-sur-Sarthe.

Fx. Alluvions anciennes des niveaux intermédiaires : cailloutis grossiers. Plusieurs dépôts d'alluvions anciennes appartenant à des niveaux intermédiaires ont été groupés sur la feuille Alençon. Localement, J. Vêrague a pu distinguer deux et même trois niveaux alluviaux dont l'identification et la corrélation peuvent être difficilement généralisées à l'ensemble de la feuille. Les alluvions Fx sont intermédiaires entre celles des hauts niveaux, cartographiées sur les interfluves (Fw) et les alluvions weichséliennes (Fy) et holocènes (Fz) des fonds de vallée. Elles ont été représentées sur les berges de la Sarthe et sur celles de ses affluents provenant des massifs anciens. Les niveaux les plus élevés sont situés à 8 ou 10 m sous les alluvions Fw près du Mêle-sur-Sarthe; près des massifs anciens, les cônes torrentiels très anciens (Fw) ont en partie été érodés avant le dépôt des cailloutis Fx situés à quelques mètres en contrebas. Au bord de la Sarthe, ces alluvions s'étagent à différents niveaux jusqu'à plus de 10 m au-dessus du lit actuel. Ce sont des cailloutis grossiers : graviers et galets allant du centimètre à 10 cm, avec éléments de socle prédominants ou exclusifs près des massifs anciens. A proximité de la Sarthe, on trouve en outre des fragments de gaize et de silex, prédominants par endroits, accompagnés de quelques fragments de roches jurassiques silicifiées. La matrice sableuse ou argilo-sableuse de Fx contient souvent de la glauconie, parfois abondante, provenant du remaniement des couches cénomaniennes.

D'après J. Vêrague, les niveaux Fx les plus élevés qui portent des sols rouges pourraient appartenir au Quaternaire moyen, tandis que les niveaux inférieurs de Fx, recouverts par des sols moins colorés à illite, vermiculite et interstratifiés illite-smectite, seraient alors d'âge saâlien (Riss de la terminologie alpine).

L'épaisseur des alluvions Fx varie de quelques décimètres dans les petits placages isolés, à plusieurs mètres près des massifs anciens où elle reste encore mal connue.

Fy-z. **Alluvions weichséliennes (Fy) et récentes (Fz) indifférenciées.** — Fz. **Argile limoneuse, parfois tourbeuse; sables et graviers.** — Fy. **Cailloutis grossiers.** Les alluvions Fy weichséliennes et les alluvions récentes Fz de l'Holocène n'ont pu être distinguées sur la carte. En effet, ces dernières sont pratiquement inexistantes ou très réduites le long des affluents de la Sarthe et leur extension ne devient notable que le long de cette dernière vallée.

Fy. **Les alluvions de fond de vallées** ont été attribuées au Weichsélien sans argument paléontologique, mais par analogie avec la position d'alluvions grossières parfois mieux datées ailleurs en Normandie. Les galets provenant des massifs anciens ou des terrains crétacés et jurassiques sont peu altérés. A la traversée des terrains jurassiques, ces alluvions contiennent de nombreux galets calcaires, ce qui n'est pas le cas des alluvions plus anciennes. De petits blocs décimétriques de roches du socle s'intercalent dans les cailloutis décimétriques ou centimétriques, près des massifs anciens.

Des épaisseurs de 2 à plus de 3 m ont été mesurées dans ces alluvions près du massif de Perseigne. Dans la vallée de la Sarthe, on note 1,9 m de sable argileux, très graveleux, au forage 8-1 près de Saint-Léger-sur-Sarthe, et 1,5 m de sable glauconieux à graviers et gros galets de quartzite, de quartz, de calcaire, de gaize et de silex, dans le forage 6-42, près d'Alençon.

Fz. **Les alluvions récentes** sont généralement fines : argile limoneuse souvent sableuse et glauconieuse, parfois tourbeuse. Deux tourbières sont d'ailleurs connues à la Cour de Cerisé et au Nord du moulin d'Haché. Des passées de sables et de graviers glauconieux sont également signalées dans ces alluvions.

A l'usine des Eaux d'Alençon, un forage a recoupé 1 à 2 m d'argile, d'argile sableuse et de sable. Un forage (déjà cité, à Saint-Léger-sur-Sarthe) a traversé sur 3,5 m une argile limoneuse et sableuse, plus graveleuse à la base.

X. **Dépôts anthropiques.** Les dépôts anthropiques sur les terrains jurassiques et crétacés ont été cartographiés ou notés ponctuellement sur la feuille. Ce sont des décharges municipales ou industrielles qui comblent souvent d'anciennes carrières. Près de Montperthuis, il existe des résidus de tamisage de l'ancienne exploitation de kaolin (grains de quartz et paillettes de micas) en tas d'importance limitée qui n'ont pas été notés et qui sont accompagnés de débris de poteries.

ROCHES PLUTONIQUES

θ³. **Gabbro de Louzes.** Au Nord de la forêt de Perseigne, le petit massif de gabbro de Louzes est intrusif dans les sédiments briovériens, modifiés à son contact. Auparavant cartographié en filon de diabase (Mortagne, 1/80 000), il s'agit en fait d'un petit stock de forme demi-circulaire, s'appuyant par faille contre les formations paléozoïques situées au Sud. L'âge de ce gabbro est inconnu. La roche, de teinte gris-bleu sombre lorsqu'elle est fraîche, présente une structure grenue subdoléritique (intersertale et ophitique). Elle se compose de lattes de plagioclases calciques et d'amphiboles vert clair substituées à des clinopyroxènes, puis de chlorite, calcite, épidote et quartz et enfin d'ilménite et sphène. Une analyse chimique (A.C. 9) est jointe en annexe. Les meilleures

observations du gabbro se feront au Sud de Louzes dans une tranchée de route ($x = 449,20$; $y = 82,70$), ainsi que dans une ancienne carrière ($x = 449,45$; $y = 82,65$).

γ^4 . **Granodiorite cadomienne mylonitisée.** Dans l'angle sud-ouest de la carte, apparaît un granitoïde folié, ne développant pas de paragenèses métamorphiques liées à l'intrusion du granite d'Alençon. Il s'agit d'une granodiorite à biotite appartenant au batholite de Saint-Pierre-des-Nids, lui-même placé en position externe dans le vaste domaine granitique de la Mancellia. L'âge des granitisations cadomiennes est fixé à 617 ± 12 M.A. en isochrone de roches totales (*); la faible valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ($0,7025 \pm 0,0004$) révèle un matériel d'origine profonde. Cependant, des âges plus récents (340-390 M.A., méthode K/Ar) avaient été obtenus sur des minéraux (biotite, orthose) du massif de Saint-Pierre-des-Nids, le rajeunissement paraissant imputable à l'intrusion hercynienne du granite d'Alençon.

Les faciès cataclastiques de la granodiorite, largement développés sur la carte mitoyenne la Ferté-Macé, sont toujours bien exprimés : quartz à extinction roulante atteignant le seuil de rupture par microgranulation et isolement d'échardes, plagioclases tordus ou brisés ressoudés par du quartz secondaire, orthoses perthitiques souvent éclatées en mortier, biotites chloritisées alignées dans les plans de foliation en compagnie de micas blancs. Ces structures de cataclase affectent également les termes métamorphiques de la granodiorite (γ^4).

γ^1 . **Leucogranite alcalin d'Alençon.** Le granite à deux micas d'Alençon constitue le soubassement de la partie occidentale de l'agglomération; il se prolonge sous la couverture jurassique vers le Nord et l'Est, où de nombreux forages l'ont rencontré à la profondeur de 5 à 8 m au centre ville, 11 à 12 m dans la zone industrielle nord, 15,20 m au Sud-Ouest de Cerisé, 22,50 m au Nord de Valframbert et 81 m à la station de pompage de Montigny. Plus à l'Est (cartes Mamers et la Loupe), le granite se décèle encore grâce aux données gravimétriques et magnétiques.

De teinte gris bleuté à l'état frais, ce granite se compose de quartz (40 %), d'orthose (24,5 %), de plagioclase (albite, 20,5 %) et de micas (biotite, 6 %; muscovite, 8,5 %). Les minéraux accessoires (0,5 %) sont le zircon, l'apatite et la magnétite. Des veines pegmatitiques à quartz enfumé bipyramidé (le « *diamant d'Alençon* » !), tourmaline, béryl en rosette (dit « *Saint-Sacrement* ») parcourent localement le granite tandis que des ségrégations de biotites en lits ou amas s'observent fréquemment. L'analyse chimique (A.C. 10) figurant en annexe confirme le caractère alcalin de ce leucogranite ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,68$ %).

L'âge de la mise en place du batholite, calculé sur minéraux (micas, orthose) par la méthode K/Ar est de $330-340 \pm 10$ M.A. Ce leucogranite suture les grandes dislocations tardi-hercyniennes et recoupe la foliation cataclastique induite par le fonctionnement de ces dernières.

Activement exploité autrefois pour la construction et le pavage, seule la carrière de Beauséjour est en activité aujourd'hui. Dans cette exploitation, des systèmes de joints N 100° E (pendage 65° N), N 100° E (pendage 20° S), N 170° E (pendage subvertical), découpent le granite; une texture planaire N 10° E se décèle. D'autres carrières abandonnées permettent de bonnes observations du granite à deux micas, comme celles de Pont-Percé ou de la Hantelle (Nord de Damigni) entaillant un type porphyroïde à mégacristaux

(*) $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$ années⁻¹.

d'orthose. Dans les faciès altérés, du kaolin fut exploité pour l'industrie céramique et la poterie au Nord-Ouest d'Alençon (Montperthuis, la Frélonnière).

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Auréole thermométamorphique du Gabbro de Louzes

Θb3. **Cornéennes feldspathiques et schistes chloriteux.** Au contact du gabbro de Louzes, les *siltstones* et grauwackes briovériens se chargent de feldspaths (plagioclases essentiellement) en petites tablettes et se transforment en cornéennes feldspathiques. Les faciès fins (argilites straticulées de grès) développent une foliation métamorphique avec alternances de lits quartzeux et phylliteux (chlorite, muscovite); cette foliation est déformée par une schistosité de crénulation post-métamorphe (route à l'Ouest de la maison forestière de Louzes).

Auréole thermométamorphique du Leucogranite d'Alençon

Γγ⁴. **Granodiorite cadomienne métamorphisée (zone à biotite).** Au contact du granite à deux micas d'Alençon, la granodiorite cadomienne cataclasée de Saint-Pierre-des-Nids est métamorphisée dans la zone de la biotite. Cette deuxième génération synmétamorphe de biotites en petites paillettes pléochroïques est post-cataclase. Elle se développe préférentiellement dans les zones abritées, accolées aux gros cristaux de quartz et feldspaths. Des muscovites en gerbes rayonnantes accompagnent souvent les biotites. La granodiorite métamorphique est bien exposée au Sud de Pacé (la Folie); son contact avec le granite d'Alençon s'observe au Bois-Hébert ($x = 428,40$; $y = 85,75$). En ce lieu, le granite hercynien, parcouru de veines pegmatitiques, injecte la granodiorite en recoupant sa foliation cataclastique.

Un faciès granophyrique métamorphique existe au Sud de la Ratrie, sur la rive gauche du ruisseau de Cuissai. La roche leucocrate, riche en micropegmatites, feldspaths et quartz, développe quelques houppes de muscovite.

Γk2. **Schistes séricito-chloriteux, Calcaires à minéraux et tactites.** L'influence thermique du granite d'Alençon sur la série cambrienne des Schistes et calcaires est particulièrement nette dans les niveaux de calcschistes, transformés en tactites. Quelques bancs sont exposés à la sortie sud-ouest de Condé-sur-Sarthe, intercalés dans des schistes sombres, sériciteux et chloriteux. La paragenèse se compose de: trémolite-actinote, diopside, épidote, quartz, sphène, chlorite, calcite et minéraux opaques.

Les calcaires du Cambrien inférieur affleurent en deux gisements sur le territoire de la commune de Condé-sur-Sarthe. Le premier, dit de la Galochère ($x = 429,20$; $y = 83,65$), est constitué de calcaires clairs, veinés, en plaquettes. En lame mince, dans un fond calcitique, se développent de fines paillettes micacées, légèrement pléochroïques dans les bruns (phlogopite?). Contre le granite à deux micas, les bancs carbonatés peuvent être silicifiés (rue de la Vallée). Le second gisement se situe à la Cusselière, sur la rive gauche du ruisseau du moulin de Chahains ($x = 428,65$; $y = 82,75$) où une ancienne exploitation entame, du Nord-Ouest au Sud-Est, des calcaires blancs puis des calcaires bleu-noir en plaquettes entremêlés de schistes. Ce dernier membre contient des *algal mats* (tapis d'algues) à lamination millimétrique. Le faciès métamorphique (zone de la chlorite) est exprimé dans des grès calcaro-argileux où s'observent des amphiboles (trémolite-actinote) plus ou moins silicifiées.

Γκ/ρ. **Méta-ignimbrites.** Au-dessus de la formation précédente, vient, dans le gisement de la Cusselière, une roche schistosée, porphyrique, interprétée comme un filon de microgranite sur la carte Alençon à 1/80 000. Au microscope, dans un fond recristallisé quartzo-phylliteux à foliation nette, sont dispersés des quartz automorphes à golfes de corrosion, des feldspaths potassiques perthitiques, des plagioclases et des biotites chloritisées. Une deuxième génération de biotites « fraîches » se concentre dans les *pressure shadows*. Il s'agit de métavolcanites acides, à foliation cataclastique, métamorphisées par le granite d'Alençon au niveau de la zone à biotite. Le rapprochement de ces volcanites à des ignimbrites repose sur l'existence de telles roches plus au Sud du massif d'Héloup, en dehors de l'influence thermique du leucogranite (carte Fresnay-sur-Sarthe, 1/50 000). Les escarpements rocheux des rives de la Sarthe, entre la Cusselière et le Tertre, permettent une bonne observation des méta-ignimbrites; celles-ci sont injectées par le granite d'Alençon, au Tertre.

Γο2. **Métaquartzites (Grès armoricain).** Le Grès armoricain, fortement quartzifié, est pratiquement imperméable au métamorphisme de contact. Seuls des phénomènes de recristallisation et le développement de quelques micas blancs s'observent au microscope.

Γ1. **Paléozoïque indifférencié greisenisé.** Près du sommet de la butte située à l'Ouest de la Massinière (butte dite du Poteau, $x = 433,60$; $y = 89,45$), affleurent des grès gris clair et gris foncé, à paillettes miroitantes de micas blancs. Ils renferment des quartz hétérométriques, d'abondantes paillettes de muscovite et des granules ou bâtonnets de tourmaline brun clair. Cette série, greisenisée à la périphérie du granite d'Alençon, présente un cachet paléozoïque bien que l'hypothèse d'une formation plus ancienne (briovérienne) ne puisse être totalement rejetée.

ROCHES FILONIENNES

Q. **Quartz.** Le quartz filonien cicatrise les dislocations majeures de la carte, mais il n'est que rarement représentable. Il est fréquent dans les faciès mylonitisés du granite cadomien de Saint-Pierre-des-Nids, ainsi que dans la série cambrienne cataclasée d'Héloup (la Cusselière).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La carte montre que les contacts entre le Massif armoricain et les couches du Bassin parisien sont, soit des contacts transgressifs comme au Sud et à l'Ouest de la plaine de Sées ou dans la région d'Alençon, soit des contacts faillés par suite de la réjuvenation d'accidents anciens du socle : telle est l'origine de la plaine d'Alençon que prolonge au Nord-Ouest le pays du Mêle. La structure générale au niveau du socle sera d'abord présentée; on examinera ensuite la sélection, posthume et cénozoïque, de certaines fractures, telle qu'elle a été enregistrée dans la couverture secondaire ou l'hydrographie. Deux directions structurales s'imposent : varisque et armoricaine.

STRUCTURE DU SOCLE ARMORICAIN

L'inversion structurale constitue l'élément dominant. Le socle de la plaine actuellement effondrée d'Alençon, composé de Briovérien et de granites, est en

disposition de horst anticlinal lors des dernières fracturations hercyniennes. Il est flanqué au Nord du massif paléozoïque d'Ecouves, au Sud du massif de Perseigne, au Sud-Ouest du massif d'Hélop.

Éléments du socle ancien

Anticlinorium d'Ecouves. Cette appellation a été consacrée par l'usage. Dans ce massif à direction majeure varisque (SW—NE) dans le cadre de cette carte, on peut distinguer, du Nord au Sud, les unités suivantes :

- le *synclinal de Sées*, à Siluro-Dévonien conservé,
- l'*anticlinal de Fontenay-les-Louvets—le Bouillon*, partie de l'anticlinal d'Ecouves *sensu stricto* et dont le relèvement d'axe fait apparaître, de part et d'autre de la Croix de Médavy, les volcanites acides du Cambrien,
- le *synclinal du Mont-au-Coq* (Silurien), digitation du *synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois*, à Dévonien inférieur conservé, dont il est séparé par le *brachyanticlinal du Vignage* (Grès de May),
- le *horst anticlinal de Saint-Gervais-du-Perron*, principalement constitué de socle cadomien; une couverture paléozoïque est conservée, mais disloquée aux extrémités ou dans des failles bordières parallèles à l'alignement du horst, telle l'écaille de « rhyolite » de la bordure nord-ouest (Sud-Est du carrefour du Rendez-vous).

Le synclinal de Sées est un pli à grand rayon de courbure dont les pendages n'excèdent généralement pas 40°, avec des valeurs souvent plus faibles (10° au Cercueil; couches horizontales au Sud de cette localité). Un repli anticlinal mineur s'allonge des Bruyères au Boscher, axé sur une crête de Grès de May. Cette cuvette se compose de schistes caradochiens et d'ampélites siluriennes. Dans ces séries schisteuses, se développe une *schistosité de fracture N 110° E*, à pendage subvertical. Le réseau hydrographique emprunte une fracturation transverse N 20° E (cours supérieur de la Thouanne et de la Sennevière).

L'anticlinal de Fontenay—le Bouillon, orienté SW—NE (N 70° E), est un pli symétrique à plan axial vertical et avec des flancs plongeant de 45°. Cette régularité cesse à l'Est de la faille méridienne des Ponts Besnard : au droit des carrières de Fontaineriant, la barre de Grès armoricain du flanc nord se redresse, puis se renverse de 45° vers le Sud, tout en acquérant une direction E—W. Le renversement s'observe également dans les Grès de May à l'Ouest d'Escure et dans les grès suprarhyolitiques (carrière des Vaux). Ce mouvement, lié à une tectonique tangentielle de composante N—S, développe une *foliation cataclastique* dans les ignimbrites de la Chapelle-près-Sées. L'axe de l'anticlinal du Bouillon, décalé vers le Sud, se suit en direction orientale dans la dépression de l'étang du Bois Roger, installée sur les volcanites. Le versant méridional de cet anticlinal affronte le horst de Saint-Gervais-du-Perron par un accident NE—SW, puis E—W, où sont pincées des écailles de Grès armoricain ou des volcanites (route nationale Sées—Alençon). A l'Ouest de la fracture du ruisseau de Neauphe-sous-Essay, cet accident s'incurve vers le Sud. Les témoins orientaux de Paléozoïque de Boitron et du Chalange, avec leurs joints serrés et leur débit en amandes à regard nord, portent encore des marques de cette compression N—S.

Le rebord méridional d'Ecouves, accidenté de quelques fractures sub-méridiennes, se relie aux synclinaux de Saint-Nicolas-des-Bois et du Mont-au-Coq. L'axe du *synclinal de Saint-Nicolas* est jalonné par les collines siluro-dévoniennes s'étendant des Noës à la Haie du Froust. Son flanc sud, fortement redressé, se réduit à une étroite dépression ampélique et à des écailles tectoniques ancrées dans l'accident Cuissai—le Chalange. Vers l'Est, le synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois jouxte le horst de Saint-Gervais-du-

Perron par la faille de la Briante. Au Nord, ce même synclinal se raccorde à celui du Mont-au-Coq, par le repli anticlinal du Vignage, dont la fermeture s'observe dans les schistes caradociens au Nord-Est de l'Hermitage.

Le synclinal du Mont-au-Coq, antérieurement cartographié en Schistes à *Neseuretus* (ex-Schistes à *Calymènes*) et Grès de May (Alençon, 1/80 000, 3ème édit.), se compose en réalité de schistes caradociens surmontés d'assises siluro-dévonienues. Les ampélites occupent le bas-fond situé au confluent des ruisseaux de la Briante et de la Fontaine Fouée où elles ont été rencontrées en forage sous 3 m de formations superficielles. Au coeur de la cuvette synclinale, les pendages sont souvent faibles : 10° dans les schistes caradociens au Nord des rochers du Vignage.

Dernière unité du massif d'Ecouves, le horst anticlinal de Saint-Gervais-du-Perron tronque à l'Est le synclinal du Mont-au-Coq (faille du carrefour de Radon), ainsi que les séries ordoeviciennes (Grès de May et Schistes du Pont-de-Caen) du rebord méridional de l'anticlinal du Bouillon par une faille s'étendant du carrefour de l'Hermitage au bois de Mesnilgault. Ce horst est scindé en deux parties par la faille méridienne de Radon :

— *un panneau oriental* surtout composé de schistes briovériens, recouverts en discordance à l'Ouest par la couverture cambrienne; cette discordance, non visible, est probablement tectonisée, comme semble l'indiquer le déversement des schistes et calcaires cambriens de l'étang de Radon,

— *un panneau occidental* de nature cambro-ordovicienne; une voûte anticlinale s'y dessine, mettant largement à jour les volcanites acides à l'Ouest de l'étang.

Socle ouest-alençonnais. Sa constitution procède d'événements cadomiens, représentés par la granitisation mancennienne, et d'événements hercyniens enregistrés dans le dépôt et le plissement d'une couverture paléozoïque seulement conservée dans le massif d'Héloup, enfin dans l'intrusion largement étalée du leucogranite d'Alençon. La mise en place de ce dernier sera examinée dans le cadre de la fracturation tardi-hercynienne.

• **Bordure septentrionale du synclinal d'Héloup.** Seule l'extrémité nord apparaît sur le territoire de la carte Alençon à 1/50 000. La dernière édition à 1/80 000 faisait état d'écaillés de calcaires cambriens (la Cusselière, la Galochère), coincées dans un complexe de roches écrasées (mylonites) appartenant à une unité non autochtone. La série cambrienne, en réalité, est plus complète; seule la formation basale des Poudingues et arkoses a subi une ablation. A la Cusselière, les Schistes et calcaires cambriens sont en contact par faille avec la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids; des volcanites à dominante ignimbritique les surmontent. Ces formations se prolongent de façon continue au Sud (carte Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000). Une *foliation N 25° E*, plongeant de 50° au Nord-Ouest, affecte le Paléozoïque de ce massif, en particulier les volcanites acides.

• **Granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids.** Une foliation cataclastique est bien développée dans ce massif. Sur le territoire de la carte, son orientation (N 25° E) et son pendage (20 à 50° NW) sont conformes à ceux du Paléozoïque d'Héloup. En bordure de la carte, la direction de la foliation devient méridienne. Soulignons que plus à l'Ouest (carte la Ferté-Macé, 1/50 000) elle s'oriente sensiblement E—W.

Massif de Perseigne. Considéré dans son ensemble, c'est-à-dire compte tenu de son développement sur le territoire de la carte Fresnay-sur-Sarthe au Sud, le massif de Perseigne constitue un *bastion avancé du Massif armoricain dans le*

Bassin de Paris; il est en effet complètement entouré par la couverture secondaire. Sa position actuelle de horst résulte non seulement d'une inversion de relief, mais également d'une inversion structurale.

Le matériel paléozoïque composant ce massif s'étend depuis le Cambrien infrarhyolitique jusqu'au Grès de May. La discordance angulaire du Cambrien sur le socle cadomien (carte Fresnay-sur-Sarthe) est obscurcie par une accordance tectonique. La structure se limite à un flanc sud, avec des *couches généralement très redressées*, quelquefois déversées au Nord. Cette disposition est confirmée par le *pendage sud de la schistosité*, orientée N 100-125° E, tant dans le socle cadomien que dans le Paléozoïque.

La carte Alençon ne montre que la partie nord du massif, avec les grès cambro-trémadociens de la vallée d'Enfer que surmonte une série ordovicienne (Grès armoricain, Schistes du Pissot, Grès de May); l'ancienne cartographie (Mortagne à 1/80 000) n'y reconnaissait que le Grès armoricain.

La bordure nord du massif constitue un angle très ouvert résultant de la conjonction de *deux accidents frontaux* dont l'importance sera soulignée ci-dessous. Le socle cadomien en position septentrionale est masqué par les dépôts secondaires sauf à l'Est. Une fracture méridienne principale découpe deux panneaux dans le Paléozoïque :

— dans le *panneau occidental* (à l'Est des Ventes-du-Four), les couches plongent fortement à l'Est (65°) selon une direction N 160° E;

— dans le *panneau oriental de Louzes*, l'orientation des surfaces structurales est sub-armoricaine (N 120-140° E). Le Grès de May est légèrement déversé au Nord. En direction orientale, soit sur le territoire de la carte Fresnay-sur-Sarthe, cette tendance s'accroît puisque le Grès de May de la carrière des Noës, ainsi que le Grès armoricain de la carrière de la Bonnerie, sont franchement *renversés* (30° S).

Accidents hercyniens majeurs

La fracturation se regroupe autour de quatre directions : varisque (N 60° E), armoricaine (N 110° E), E—W, méridienne. Seules les deux premières concourent de façon déterminante à la structuration du domaine envisagé.

La famille d'accidents N 60° E. Au Sud du massif d'Ecouves et au Nord-Ouest de celui de Perseigne, de tels accidents encadrent la plaine d'Alençon.

• **Bordure sud-est du massif d'Ecouves.** Cette faille traverse obliquement le territoire de la carte entre Cuissai et les pointements de Grès armoricain du Chalange; elle est jalonnée approximativement du Sud-Ouest au Nord-Est par Radon, Vingt-Hanaps, Bursard et Boitron. Elle ne constitue qu'un segment d'un *accident majeur reliant la forêt de Pail* (carte la Ferté-Macé à 1/50 000) à *Moulins-la-Marche* (Laigle à 1/50 000); elle s'étend ainsi sur une longueur de 55 km; la moitié nord-orientale n'est appréhendée qu'à travers la couverture secondaire et grâce à la présence des *monadnocks* de Boitron et du Chalange.

Dans le domaine de la carte Alençon, cette faille juxtapose, entre Cuissai et Bursard, le Briovérien métamorphique ainsi qu'un greisen avec le Paléozoïque du massif d'Ecouves. On note que l'accident tronque transversalement les schistes briovériens entre Vingt-Hanaps et Saint-Gervais-du-Perron; ces derniers sont orientés N 155° E avec un pendage de 60-80° E. Cette disposition n'évoquant nullement une direction cadomienne, une *réorientation du socle cadomien* au contact de cet accident hercynien est envisageable; ceci implique une composante horizontale pour ce dernier. On note de même, à l'Ouest de Radon, la disposition transverse ou oblique du Paléozoïque par rapport à cet accident.

Autre caractéristique, la faille Cuissai—le Chalange est jalonnée par des écaillés paléozoïques orientées comme elle :

- Grès de May, au château d'eau (borne 215) du S.SE de Saint-Nicolas-des-Bois,
- rhyolite et grès ordoviciens dans la butte au Sud-Est du Froust,
- lame de grès cambriens suprarhyolitiques, entre Saint-Gervais-du-Perron et Bursard.

Le pincement de ces lambeaux paléozoïques dans la faille traduit un fonctionnement en compression.

Cet accident N 60° E est recoupé dans son prolongement sud-ouest (feuille la Ferté-Macé), entre la butte Chaumont et Saint-Denis-sur-Sarthon, par un champ de failles N 110° E. Des levés en cours montrent en outre qu'il est recoupé (ou enraciné ?) sur le territoire de la carte Villaines-la-Juhel par un décrochement dextre majeur, orienté E—W.

En définitive, la faille méridionale du massif d'Ecouves a, dans le domaine de la carte, une disposition verticale avec une tendance au décrochement dextre. Ce fonctionnement rendrait compte des intersections observées avec les failles E—W dans la région de Bursard.

• **Bordure nord-ouest du massif de Perseigne.** Cet accident de direction N 50° E recoupe les formations paléozoïques orientées N 160° E. La nature du socle en lèvre nord, sous les terrains secondaires, est inconnue, mais la présence du Briovérien est très probable. L'accident se prolonge au Sud-Ouest (Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000) jusqu'à Saint-Ouen-de-Mimbré. Son prolongement nord-oriental se perçoit dans la couverture secondaire de la Fresnaye-sur-Chédouet et pourrait ensuite emprunter le cours inférieur de la Sarthe, par Barville, le Mêle-sur-Sarthe, Bazoches-sur-Hoëne (carte Mortagne à 1/50 000); une telle perspective lui confère une *longueur de 50 km*. La réorientation du Paléozoïque de ce panneau occidental permet d'envisager, à titre d'hypothèse, que la bordure nord-ouest du massif de Perseigne correspond à un cisaillement senestre.

La famille d'accidents N 100-110° E : exemple de la bordure nord-est du massif de Perseigne. Entre les Ventes-du-Four et Louzes, l'accident frontal juxtapose le socle briovérien au Nord au Grès de May au Sud. Cette faille est orthogonale à la structure (schistosité et stratification) du Briovérien situé au Sud-Est, du gabbro de Louzes; elle est subparallèle dans l'ensemble au Grès de May, mais les schistes llanvirniens sont néanmoins recoupés au niveau de la route forestière de la Fresnaye-sur-Chédouet. Le pendage sud de la schistosité du Paléozoïque et le déversement nord du Grès de May dans la partie orientale se sont développés antérieurement à l'accident frontal, lequel apparaît finalement comme une faille normale.

Replacé dans un cadre plus large, la bordure nord-est de Perseigne n'est qu'un segment de *l'accident majeur s'étendant sur 115 km* entre Bellême (Mamers à 1/50 000) à l'Est et Mortain à l'Ouest. Le passage de cet accident n'est pas visible au niveau de la plaine d'Alençon où il est recoupé par le leucogranite; il réapparaît à l'Ouest au-delà de la butte Chaumont et se relie à la faille nord du synclinal de Mortain—Domfront.

Mise en place du leucogranite d'Alençon dans l'intersection structurale N 60°-N 110° E

Le cadre étroit de cette carte ne permet pas de montrer dans tout son développement que la déformation de la couverture hercynienne se rapporte à

une tectonique de revêtement dans un domaine structural tout à fait superficiel. Le seuil de plasticité du Paléozoïque étant tôt dépassé, c'est la fracturation qui imprime en définitive la structure. La longueur d'accidents surtout verticaux et décrochants a été mise en évidence. Cette trame à double direction, *varisque et armoricaine*, s'offre à la montée du leucogranite d'Alençon. Ce dernier ne présente pas de foliation cataclastique. Il possède des joints primaires propres au pluton intrusif et, au moins dans la partie occidentale, des couloirs et des bordures où les *phénomènes deutériques* se sont exercés avec intensité : la *kaolinisation* de Montperthuis—la Frélonnière, la *muscovitisation* des greisens reconnus entre Colombiers et Radon.

Le prolongement oriental du leucogranite a été mis en évidence au moins jusqu'à une ligne joignant Montigny et Radon. Mais en raison de sa faible densité, il apparaît comme un bon marqueur sur la carte des anomalies de Bouguer où il *se prolonge sous la couverture secondaire sur une distance de 60 km* (cartes Mortagne-au-Perche et la Loupe à 1/50 000); le tracé des courbes anisomales s'inscrit dans un couloir en baïonnette limité par les fractures N 60° et N 110° E.

Le leucogranite d'Alençon, syntectonique ou tardi-tectonique, est contemporain de la *distension* succédant à la fracturation majeure envisagée. L'absence régionale de terrains carbonifères et de données radiométriques récentes ne permet pas de situer avec précision dans l'orogénèse varisque cet événement qui scelle l'histoire tectono-magmatique régionale.

STRUCTURE DE LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE ET TECTONIQUE POSTHUME

Au début du Mésozoïque, les structures hercyniennes ont subi une vigoureuse érosion, puis à partir du Pliensbachien et surtout du Jurassique moyen, elles ont été plus ou moins ennoyées sous les dépôts de la couverture, en subissant quelques déformations et retouches locales, accompagnant les mouvements épigéniques qui ont contrôlé régionalement les transgressions et régressions, au Jurassique et au Crétacé. Jusqu'à nos jours, l'évolution structurale post-hercynienne de cette région implique surtout le rejeu des grands accidents affectant le socle armoricain. Dans son état actuel, la couverture mésozoïque de la feuille Alençon montre des traits structuraux essentiellement acquis au cours du Tertiaire, bien qu'*a priori* des réajustements quaternaires, analogues à ceux qui existent en Haute-Normandie et en Basse-Normandie (col du Cotentin) ne puissent être exclus.

Le domaine de couverture étudié ici se divise en deux grandes unités structurales séparées par une série d'accidents cassants ou déformants, se relayant d'Ouest en Est, depuis Bursard jusqu'à Essay et Saint-Aubin-d'Appenai (et se poursuivant vers l'Est sur la feuille Mortagne) :

- au Nord, le compartiment surélevé de Sées,
- au Sud, le compartiment effondré d'Alençon—le Mêle-sur-Sarthe.

Cependant ces deux grands compartiments constituent ensemble, à la fin du Crétacé, un même plateau jurassique monoclinale faiblement incliné vers l'Est et s'ennoyant sous les formations crétacées du Bassin parisien. Dans le détail, chacun d'eux est composé de calcaires bajo-bathoniens affleurant à l'Ouest et portant aujourd'hui les grandes cultures des Campagnes (ou improprement plaines) de Sées au Nord-Est et d'Alençon au Sud-Ouest, s'enfonçant plus ou moins rapidement vers l'Est sous les contreforts marneux et herbagers (Callovien) des collines du Perche, couronnées de dépôts cénomaniens. Ce plateau rigide dans son soubassement calcaire est affecté de cassures de

directions armoricaines, varisques et sub-méridiennes. Ces deux grandes unités se différencient principalement par leur comportement post-crétacé.

Le compartiment surélevé de Sées, superposé au prolongement oriental du massif d'Ecouves, portant d'ailleurs des reliefs résiduels post-hercyniens qui crèvent aujourd'hui la couverture jurassique et qui furent tardivement recouverts des sédiments marins entre le Bathonien moyen et le Callovien moyen. Au Nord, ce compartiment se poursuit sur la feuille Sées, comme le substratum paléozoïque prolongeant le massif d'Ecouves. Vers l'Ouest, les témoins du Jurassique moyen s'étendent largement sur le massif ancien. Par contre, au Sud ce compartiment est brusquement tronqué par l'alignement d'accidents Bursard—Saint-Aubin-d'Appenai. Cette série d'accidents se raccorde à la faille de Vingt-Hanaps qui limite au Sud-Est le massif d'Ecouves, mais qui se poursuit en flexure à l'intérieur du compartiment en direction du Chalange. Une autre cassure varisque, visible sur le territoire de la feuille Sées dans la région de Trémont, se prolonge au Sud-Ouest vers les écueils de Saint-Cénery.

Sur ce compartiment surélevé la couverture crétacée a été largement décapée.

Le compartiment effondré d'Alençon—le Mêle-sur-Sarthe, situé au moins en partie sur le prolongement oriental du granite d'Alençon, profondément altéré d'après les sondages (au moins sur la moitié occidentale de la feuille). Au Nord, ce compartiment est limité par les accidents N 70°-N 110° E en relais de Bursard à Saint-Aubin-d'Appenai, mettant le Bathonien ou le Callovien du compartiment nord au niveau du Cénomaniens du compartiment sud et décalant les auréoles jurassiques des deux compartiments. Vers l'Ouest, le massif d'Ecouves est séparé de ce compartiment par la faille de Vingt-Hanaps, accolant le Cénomaniens au Briovérien ou au Paléozoïque. Au Sud-Ouest, la couverture mésozoïque se prolonge en placages isolés sur le socle dans l'étroit couloir qui sépare le massif d'Ecouves et l'unité d'Hélop, elle-même partiellement recouverte. Au Sud enfin, le compartiment effondré est tronqué par les failles bordières nord-ouest et nord-est du massif de Perseigne mettant le Cénomaniens en contact avec le socle.

De nombreuses cassures recoupent le plateau jurassique aux environs d'Alençon. Elles se regroupent en deux familles de failles principales (N 40° et N 20° E) apparemment conjuguées. Il en résulte une mosaïque de petits panneaux, séparés par des fractures à faible rejet qui ont joué un rôle dans la mise en place des minéralisations, en particulier de la silicification des conglomérats, sables et calcaires du Jurassique moyen de la région alençonnaise, en canalisant la circulation des solutions. D'autre part, la présence des gisements de kaolin de Montperthuis et de la Frelonnière, à proximité immédiate de plusieurs îlots de granite sain, sous les dépôts jurassiques, est vraisemblablement aussi en relation avec une lanière tectonique encadrée de failles N 110°-115° E (cf. substances minérales).

La faille bordière nord-ouest de Perseigne, d'orientation varisque, se poursuit au Sud-Ouest sur la feuille Fresnay-sur-Sarthe et au Nord-Est en direction de Barville et Saint-Julien-sur-Sarthe, où elle est alors jalonnée par des témoins de Cénomaniens moyen. Au Sud-Est de la Fresnaye-sur-Chédoet, un panneau de Cénomaniens et de Tertiaire, encadré de cassures, est individualisé à proximité du point de rencontre avec la faille bordière nord-est de Perseigne. Cette faille est plus difficile à suivre sous les terrains mésozoïques de la « plaine d'Alençon ». On remarquera toutefois que la faille bordière nord-ouest met en contact le Cénomaniens avec le socle alors que des témoins jurassiques sont isolés sur le Briovérien au voisinage de la faille bordière nord-est, près de Louzes.

Il est évident que les accidents limitant les deux principales unités structurales hercyniennes, c'est-à-dire les massifs d'Ecouvès et de Perseigne, ont surtout joué après le dépôt des couches du Cénomanien, vraisemblablement postérieurement au Crétacé supérieur, au cours du Tertiaire puisque l'un des accidents bordiers de Perseigne recouperait des terrains éocènes à peu de distance au Sud sur la feuille Fresnay-sur-Sarthe et que des sables d'âge probablement éocène sont piégés dans un petit fossé d'effondrement sur cette feuille Alençon.

La couverture de dépôts quaternaires est trop réduite pour la mise en évidence des réajustements plus récents.

OCCUPATION DU SOL—PRÉHISTOIRE

Le territoire couvert par la feuille Alençon n'a malheureusement pas encore fait l'objet de recherches méthodiques. Ceci explique probablement que l'on n'y ait repéré pratiquement aucune station paléolithique et seulement un petit nombre de gisements néolithiques, localisés pour la plupart autour d'Alençon et de Sées. Les trouvailles de l'âge du Bronze sont uniquement constituées de dépôts énigmatiques, tel celui de Colombiers trouvé au XIX^{ème} siècle dans des conditions mal connues. Ce type de dépôt constitue un phénomène original dont on ignore les causes et qui n'existe guère qu'à cette époque : divers objets en bronze (armes, outils, objets de parure, pièces de fonderie...) ont en effet été enfouis dans le sol dans un espace restreint.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Soumise aux vents dominants de secteur ouest pendant plus de la moitié de l'année, la région jouit d'un climat tempéré humide. La normale des hauteurs de pluie annuelle atteint 709 mm à Alençon et les pluies sont régulièrement réparties durant toute l'année. La température moyenne annuelle est de 10,3° et l'infiltration moyenne annuelle, estimée d'après la formule d'évapotranspiration de Thornthwaite, ne dépasse pas 70 mm.

Aucun aquifère étendu n'existe dans le cadre de la feuille, les terrains très variés ayant des comportements hydrogéologiques totalement différents. Ces contrastes sont à l'origine de nombreuses sources qui apparaissent à la limite de deux formations de perméabilité différente, et plus particulièrement en bordure des terrains secondaires au contact du socle.

Dans les terrains sédimentaires de la couverture post-paléozoïque, les seuls niveaux pouvant être aquifères sont la craie du Cénomanien, dont les affleurements sont trop peu étendus pour recéler des nappes très productives, et les calcaires du Jurassique moyen qui peuvent fournir des débits ponctuels de quelques dizaines de mètres cubes à l'heure, au Nord-Est d'Alençon et au Sud-Ouest de Sées. Des réseaux souterrains d'origine karstique existent dans ces calcaires; de nombreuses pertes sont connues au niveau des calcaires jurassiques sur le tracé de la faille méridionale du massif d'Ecouvès. Une ancienne expérience de coloration à la fluorescéine réalisée au lieu-dit les Fosses aurait coloré les résurgences situées en contrebas de la ferme du

Sourtoir, sur le territoire de la commune de Sémallé. Au Mêle-sur-Sarthe, les niveaux oolithiques du Bathonien renferment une nappe artésienne qui a été rencontrée à 176 m de profondeur sous les argiles du Callovien.

SUBSTANCES MINÉRALES

Fe. Fer. Minerai de fer ordovicien. Le minerai de fer ordovicien n'a jamais été exploité industriellement sur le territoire de la carte, mais il a fait l'objet de recherches aboutissant à la création, par décret du 7 janvier 1921, de la concession de Sées (2-4001). Celle-ci est limitée à l'Est par la voie ferrée Sées—Alençon, au Nord par la RN 805 entre Sées et les Choux, à l'Ouest par une ligne les Choux—Fontaineriant, enfin au Sud par une ligne Fontaineriant—la Chapelle-près-Sées.

Les travaux de reconnaissance exécutés vers la ferme de l'Escure ont rencontré une couche minéralisée de 2 m d'épaisseur au sommet des schistes du Pissot (ex- Schistes à Calymènes), près du contact avec les Grès de May. Ce minerai oolithique carbonaté est d'excellente qualité; la teneur moyenne en fer avoisine 45 à 50 % pour 12 à 15 % de silice (*).

En dehors de cette concession, d'autres travaux ont eu lieu dans le synclinal de Sées. Un sondage exécuté au point $x = 434,00$; $y = 100,55$ (Est de la Ferrière-Béchet) dans les schistes du Pont-de-Caen a rencontré une couche minéralisée entre 54,6 et 58,2 m après avoir traversé un banc minéralisé entre 47,3 et 49,6 mètres.

On peut encore citer les indices suivants : la Verrerie (1-4001), les Grands Ponts Besnard (1-4002), les Petits Ponts Besnard (2-4002), les Choux (2-4005), Carrefour du Diable (2-4003), Carrefour du Rendez-vous (2-4004).

arg. Argile. L'argile du Callovien inférieur est exploitée au Chevain pour la fabrication des briques. D'anciennes exploitations sont également connues dans ces argiles entre le massif d'Ecouves et Alençon.

sab. Sables. Des sables sont localement exploités pour les travaux de viabilité ou les besoins locaux à l'Est de la Fresnaye-sur-Chédouet (sables cénomaniens) et au Sud-Ouest de Condé-sur-Sarthe (sables aaléniens). Des sablières abandonnées sont connues dans le Tertiaire (Nord du massif de Perseigne), dans les niveaux inférieurs du Jurassique (ferme Saint-Loup près de ce même massif et carrière de la Diguetterie au Sud d'Alençon). D'anciennes sablières ont été comblées à Condé-sur-Sarthe.

cra. Craie. La craie plus ou moins glauconieuse du Cénomaniens inférieur à moyen autrefois utilisée pour l'amendement carbonaté des terres l'est encore localement de nos jours : carrières à Saint-Julien-sur-Sarthe, Barville, la Fresnaye-sur-Chédouet, Saint-Aubin-d'Appenai, etc.

cal. Calcaire. Les calcaires, principalement ceux du Bathonien sur le pourtour du massif d'Ecouves, ont été employés ou le sont encore temporairement pour la fabrication de la chaux, les pierres de construction, l'empièrrement des routes (*chaussin* : empièrrement calcaire des routes à la base des agrégats bitumineux). Dans le massif d'Ecouves, on note une ancienne exploitation du « marbre des Vaux ».

(*) D'après Puzenat (1939).

Tableau des gîtes minéraux

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Tanville le Bouillon Bois-d'Aché	1.4003 2.4006 2.4007	Zr, Ti	Zircon Rutile	Stratiforme	Grès (Ordovicien inférieur)	Concentrations de zircon et rutile à la base du Grès armoricain, déterminant des alignements radioactifs
La Barre	5.4001	F	Fluorine	Stratiforme	Calcaire oolithique fossilifère (Jurassique)	Indice
Le Tertre	5.4002	Bi, As, Py	Quartz, pyrite bismuthinite, mispickel	Filon E—W Pce : 0,07 m	Granite (phase cadomienne)	Indice
Bois-Hébert	5.4003	Be	Béryl, tourmaline	Disséminé	Granite (phase hercynienne)	Indice
Pont-Perce	5.4004	Be	Béryl	Amas	Granite, pegmatite	Indice
La Galochère	5.4005	Ba	Barytine	Filonnet	Calcaire (Jurassique)	Barytine en imprégnations sur faille 135°
Monperthuis	5.4006	Kao	Kaolinite	Amas	Leucogranite	Exploité en carrière au 18 ^e siècle
Alençon (La Boissière)	5. 4007	Ba	Barytine, galène, blende	Stratiforme	Sable, arkose (Bajocien)	Lacroix. Nombreux fossiles transformés en barytine dans couche de sable rouge
Les Vallées 1 Les Vallées 2	5.4008 5.4009	As	Mispickel		Granite	Indices

grs. **Grès.** Les grès sont utilisés comme matériaux d'empierrement. Deux exploitations actuelles de grès (carrières de Fontaineriant et de Boitron) entament la formation du Grès armoricain. Pour leur grande cohésion et leur résistance, ces quartzites ont de tout temps été préférés aux autres formations paléozoïques (grès cambriens, Grès de May) dans les travaux de génie civil.

grn. **Granite.** Le granite d'Alençon a été activement exploité autrefois près de cette ville pour la pierre de taille et le pavage : carrières du Petit-Hertré, de la Hantelle. Une seule exploitation est encore en semi-activité : carrière de Beauséjour. Ce granite fut aussi utilisé comme pierre ornementale après polissage (parements, monuments funéraires), ainsi que le « porphyre du Bouillon ».

kao. **Kaolin.** Le kaolin d'Alençon fut découvert dès 1746 par le minéralogiste et jeune académicien J.-E. Guettard. C'est dans cette localité que fut ouverte la première exploitation de France vers 1765 : à cette époque, la manufacture royale de Sèvres fabriqua de la porcelaine avec le kaolin de Montperthuis (5-4006).

Le gisement de la Frélonnière était encore exploité il y a une vingtaine d'années par une entreprise d'Alençon.

Ces deux gisements sont situés dans une lanière de granite encadrée par deux failles parallèles N 110°-115° E. Le kaolin dérive du granite d'Alençon soit par altération hydrothermale entre ces deux failles, soit par altération pédogénétique à la surface de la pénéplaine posthercynienne et conservation sous les terrains jurassiques transgressifs dans un compartiment effondré.

Exploitations diverses. D'autres matériaux ont fait l'objet d'exploitations artisanales dans le passé : ignimbrites, ampélites. Ces dernières ont autrefois servi à la confection de crayons de charpentier (carrière du Presbytère de la Ferrière-Béchet) ou lorsqu'elles étaient décomposées en argiles grasses, elles alimentaient une poterie près de Fontaineriant.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Normandie*, par F. Doré et coll., 1977, Masson édit., Paris :

— *itinéraire 8a* : le massif d'Ecouves

— *itinéraire 9b* : de la campagne d'Alençon au pays d'Ouche.

ANALYSES CHIMIQUES (carte d'Alençon)
(Laboratoire de chimie du B.R.G.M.)

	AC 1 1126	AC 2 1127 A	AC 3 1141 A	AC 4 1141 F	AC 5 1148 B	AC 6 1182 B	AC 7 1186 A	AC 8 1200	AC 9 1209	AC 10 1211
SiO ₂	72,60	72,40	75,50	68,20	69,50	74,00	77,80	70,20	50,30	73,00
Al ₂ O ₃	14,05	14,10	13,80	15,00	14,75	14,30	13,10	15,60	16,05	14,85
Fe ₂ O ₃	2,37	2,15	0,79	4,76	0,90	0,48	0,75	1,63	1,98	0,28
FeO	0,68	0,68	0,43	0,54	2,85	0,29	0,29	0,57	7,75	0,83
TiO ₂	0,31	0,30	0,30	0,52	0,50	0,39	0,19	0,45	1,56	0,20
MnO	0,019	0,013	0,006	0,039	0,026	0,006	0,006	0,013	0,15	0,026
CaO	0,96	0,28	0,32	0,28	0,85	0,12	0,10	0,72	7,45	0,73
MgO	0,60	0,60	0,35	0,65	1,00	0,25	0,65	0,50	7,25	0,35
Na ₂ O	1,79	1,80	2,70	3,98	2,50	0,38	0,26	3,30	4,10	4,00
K ₂ O	4,59	5,57	4,25	3,81	4,00	8,45	4,20	5,31	0,50	4,68
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,13	0,11	0,17	0,13	0,05	0,15	0,13	0,16
H ₂ O ⁻	0,35	0,25	0,20	0,20	0,25	0,10	0,08	0,20	0,35	0,10
H ₂ O ⁺	1,64	1,52	1,20	1,40	2,15	1,05	2,10	1,45	3,00	0,65
Total	100,10	95,78	99,97	99,49	99,45	99,94	99,57	100,09	100,57	99,86

AC 1 : Ignimbrite porphyrique; le Bouillon
 AC 2 : Ignimbrite porphyrique; le Bouillon
 AC 3 : Ignimbrite porphyrique; le Froust
 AC 4 : Lave microlitique dans brèche; le Froust
 AC 5 : Ignimbrite porphyrique; Radon
 AC 6 : Ignimbrite porphyrique; Mesnilgault
 AC 7 : Ignimbrite rubanée; le Tertre
 AC 8 : Ignimbrite porphyrique; Fontenay
 AC 9 : Gabbro; Louzes (Perseigne)
 AC 10 : Leucogranite à deux micas; Alençon (Beauséjour).

} Écouves

BIBLIOGRAPHIE

Articles se rapportant au territoire de la carte

- ANTOINE M. (1919) — Note sur une station fossilifère de l'Oolithe miliare aux environs d'Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (7), II, p. 62-74, 2 fig.
- AUBERT M. (1954) — Observations géologiques et hydrogéologiques dans la Sarthe et l'Orne. *Mém. Soc. linn. Normandie*, (n.s.), géologie, vol. 3, fasc. 1, 115 p.
- BERTHOIS L. (1933) — Sur la présence de la barytine dans l'arène de la granulite d'Alençon. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 197, p. 1051-1052.
- BERTHOIS L. (1939) — Contribution à l'étude des couches à *Rhynchonella wrighti* des environs de Mamers. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (9), I, 1938-39, p. 175-185.
- BIGOT A. (1892) — Compte rendu des excursions géologiques dans les environs de Sées et de Bagnoles (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), VI, p. 146-156.
- BIGOT A. (1893) — Sur la constitution géologique de la forêt de Perseigne. *Bull. Lab. Géol. Fac. Sc. Caen*, 2 (3), p. 139-151.
- BIGOT A. (1894) — Sur le Bajocien des buttes de Montrayé. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), VII, 1893, p. 26-28.
- BIGOT A. (1902) — Guettard, le kaolin d'Alençon et la fabrication de la porcelaine. E. Lanier, imprimeur, Caen, p. 1-28.
- BIGOT A. (1931) — Le forage artésien du Mêle-sur-Sarthe (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (8), IV, p. 52-54.
- BIGOT A. (1934) — Les eaux d'alimentation de la ville d'Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (8), VII, p. 52-59.
- BIGOT A. (1937) — Notes géologiques sur la forêt de Perseigne (Sarthe). *C.R. somm. Soc. géol. min. Bretagne*, p. 69-81.
- BIGOT A., HOMMEY J. (1907) — Gisement de plantes fossiles du Bathonien de la Ferrière-Béchet (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (6), I, p. XXVIII.
- BIGOT A., ONFRAY J. (1936-1937) — Faciès sableux de la zone à *Peltoceras athleta* dans l'Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (8), IX, p. 75-78; note complémentaire, *Ibid.*, (8), X, p. 20-21.
- BLAVIER E. (1842) — Etudes géologiques sur le département de l'Orne. *Ann. Départ. Orne*, (Alençon), 94 p., 2 pl. (et *Mém. Inst. Provinces* (Paris), I, p. 280, réimprimé en 1850).
- CHALOT-PRAT F. (1976) — Les complexes volcaniques acides de la cicatrice Multonne-Ecouves (Est du Massif armoricain) au Paléozoïque inférieur. Cartographie et pétrographie. Thèse doct. 3ème cycle, Lab. géol. Caen, 104 p.

- CHAURIS L. (1961) — Vue d'ensemble sur la métallogénie de la Basse-Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 10, 1.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) — Gîtes minéraux de la France. Vol. I : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 74.
- CHEVALIER B. (1968) — Relations entre le volcanisme rhyolitique d'Ecouves et les formations détritiques cambriennes. Dip. d'Et. sup., Labo. géol. Fac. Sc. Caen, 81 p.
- CHEVALIER B., DORÉ F. (1970) — Interstratification des éruptions volcaniques du massif d'Ecouves (Orne) dans les formations du Cambrien régional. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 101, p. 61-77.
- COTTREAU J. (1929) — Echinodermes du Bradfordien des environs d'Alençon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), XXIX, p. 463-469, 2 fig., pl. 26-27.
- COUTIL (1896) — Inventaire des découvertes d'archéologie préhistorique en Normandie, département de l'Orne. *Bull. Soc. Normandie Et. préhist.*, III, p. 37-100.
- DANGEARD L., LETULLIER A. (1952) — Sur l'âge du « Calcaire de Vaux » (Orne). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 235, p. 481-482.
- DELAUNAY P. (1932-1934) — Le sol sarthois, III : les terrains jurassiques; IV : les zones crétacées. Imp. Monnoyer, le Mans, p. 359-544, p. 545-762.
- DORÉ F. (1969) — Révision du Paléozoïque du massif de Perseigne, axée sur l'étude du Cambrien. *Bull. Soc. linn. Normandie*, s. 10, 10, p. 24-51.
- DORÉ F. (1973) — Géologie du massif d'Ecouves. *Annales C.R.D.P. Caen*, p. 21-28.
- 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.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J.-A. (1838) — Note sur une variété remarquable de baryte sulfatée des environs d'Alençon. *Mém. Soc. linn. Normandie*, VI, 1834-1838, p. 287-289.
- GRAINDOR M.-J. (1962) — Le calcaire cambrien de Condé-sur-Sarthe. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), 3, p. 104-108.
- GRAINDOR M.-J. (1965) — Géologie de l'extrémité orientale du Massif armoricain (feuille d'Alençon au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 274, LX, 130 p.
- GUETTARD J.-E. (1746) — A propos du kaolin d'Alençon. *Mém. Acad. Sc.*, Paris, XCV, p. 363.
- GUETTARD J.-E. (1751) — Sur les granites d'Alençon et de la Brémondrière. *Mém. Acad. Sc.*, Paris, C, p. 239.

- GUETTARD J.-E. (1768) — Sur le kaolin d'Alençon. *Mém. Acad. Sc., Paris*, CXIV, p. 76.
- HOMMEY J., CANEL C. (1902) — Preuve de l'existence du Dévonien dans le synclinal de Sées. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (5), VI, XI-XII.
- HOUZARD G. (1973) — La forêt d'Ecouves : contribution à l'étude du paysage végétal. *Annales C.R.D.P. Caen*, p. 11-20.
- HOUZARD G. (1980) — Les massifs forestiers de basse Normandie : Brix, Andaines, Ecouves. Essai de biogéographie. Thèse doct. Etat, Univ. Caen, 2 vol.
- KLEIN C. (1960) — Sur quelques témoins présumés de la transgression bathonienne en Normandie méridionale et dans le Maine. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 251, p. 2213-2215.
- KLEIN C. (1960) — Sur la position stratigraphique des rhyolites d'Ecouves et de Perseigne (Orne). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 251, p. 2382-2384.
- LACROIX A. (1910) — Minéralogie de la France. T. I, II et IV.
- LAFOYE L. de (1824) — Sur le béryl—aigue-marine d'Alençon. *Mém. Soc. linn. Calvados*, I, p. 215-218.
- LEMAITRE H. (1958) — Témoins de Jurassique silicifié aux environs d'Alençon (Orne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 54-56.
- LEMAITRE H. (1965) — Observations sur les minéralisations de l'« arkose » d'Alençon (Orne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 334-338, 1 pl., texte.
- LETELLIER M. (1878) — Excursion de la Société linnéenne de Normandie à Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (3), II, 1877-1878, p. 270-293.
- LETELLIER M. (1888) — Etudes géologiques sur les deux cantons d'Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), II, p. 305-423.
- LETELLIER M. (1892) — L'Arkose d'Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (4), VI, p. 245-269, 1 carte.
- LETELLIER M. (1896) — Etudes géologiques sur le massif silurien d'Ecouves. *Bull. Soc. géol. Normandie*, XVII, 1894-1895, p. 50-100, 1 carte.
- MAYOUX P. (1958) — Etude stratigraphique de la plaine d'Alençon (Orne). D.E.S. géol., Lab. géol. Univ. Caen, 75 p., 30 pl., 1 carte.
- MÉGNIEN Cl. (coord.), MÉGNIEN F. et DEBRAND-PASSARD S. (1980) — Synthèse géologique du Bassin de Paris. Vol. 1 : Stratigraphie et paléogéographie. Vol. 2 : Atlas. Vol. 3 : Lexique des noms de formation. *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, 102 et 103, 468 + 469 p., nbx croquis, 54 pl. couleurs.
- OEHLERT D.-P., BIGOT A. (1898) — Note sur le massif silurien d'Hesloup. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XXVI, p. 82-103.

- PUILLON-BOBLAYE P. (1838) — Rapports divers à propos des courses géologiques faites aux environs d'Alençon. Réunion à Alençon du 3 au 7 septembre 1837. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (1), VIII, p. 383-394.
- 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. (1967) — Position tectonique du Dévonien dans le synclinal de Sées (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), 8, p. 52-62.
- VÉRAGUE J. (1972) — La Plaine d'Alençon et le massif d'Écouves. Etude géomorphologique (Basse-Normandie). Thèse 3ème cycle, Caen, 435 p., 62 fig. 57 tabl.
- VÉRAGUE J. (1972) — Rapport de thèse, Intergéo, Caen, n° 35, p. 267-268.
- VÉRAGUE J. (1973) — Le massif d'Écouves : aspects géomorphologiques. *Annales C.R.D.P. Caen*, p. 37-43.
- VÉRAGUE J. (1974) — La transgression cénomaniennne et les témoins antécénomaniens d'altération entre Sées et Alençon (Orne). *Revue Norois*, XXI, n° 84, p. 541-562.
- VÉRAGUE J. (1975) — Le complexe alluvionnaire de la Briante (Orne). *Revue Norois*, n° 85, p. 45-70, 8 fig.
- VÉRAGUE J. (1977a) — Les altérations des roches du socle armoricain. Relictes morpho-climatiques de la continentalisation post-hercynienne entre Sées et Alençon (Basse-Normandie). *Revue Norois*, n° 94, p. 251-269, 7 fig.
- VÉRAGUE J. (1977b) — Les formations loessiques de Basse Normandie. Région d'Alençon et Sées. *Revue Norois*, n° 95, p. 414-420.
- Articles d'intérêt général**
- BERTHOIS L. (1935) — Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du massif armoricain. *Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, t. II, 190 p.
- BLAVIER E. (1837) — Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. Denaue-Lagroie édit. (le Mans) et Carillon-Goery (Paris), 196 p.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) — Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse doct. Etat, Labo. géol. Univ. Paris-Sud, Orsay, 384 p.
- 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. B.R.G.M.*, I, 3, p. 187-205.
- DANGÉARD L., DORÉ F. (1972) — Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mém. B.R.G.M.*, n° 73, p. 119-128.

- DORÉ F. (1969) — Les formations cambriennes de Normandie. Thèse doct. Etat, Labo. géol. Univ. Caen, 790 p.
- DORÉ F., LE GALL J. (1972) — Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, p. 199-211.
- DORÉ F., LE GALL J. (1973) — Présence et position stratigraphique de la tillite ordovicienne dans le Maine (Est du Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 32-33.
- DORÉ F., GIORDANO R., LE GALL J. (1972) — Mise au point sur la position stratigraphique des volcanites cambriennes de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 103, p. 29-45.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1977) — Guides géologiques régionaux : Normandie, Edit. Masson, Paris, 206 p.
- DUVAL L. (1900) — Phénomènes météorologiques et variations atmosphériques : sécheresses, pluies, orages, glaces, tremblements de terre, aérolithes, etc. observés en Normandie, principalement dans l'Orne. *Soc. histor. et arch. de l'Orne*, bull. 19.
- FILY G., RIOULT M. (1976) — *Stichoporella cylindrica* (Lignier), Dasycladacée dans le Bathonien de Courtomer (Orne), Normandie. Position stratigraphique et précisions systématiques. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, LXIII, fasc. 1, p. 33-44, 3 fig., 1 pl.
- FILY G., LEBERT A. et RIOULT M. (1979) — Un exemple de sédimentation de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du Bassin anglo-parisien au Bathonien. In Symposium « Sédimentation du Jurassique Ouest-Européen », *Assoc. Sédim. Fr.*, publ. sp., n° 1, p. 33-46, fig. 1-3.
- GRAINDOR M.-J. (1959) — Granites et synclinaux paléozoïques entre Alençon et Mayenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), I, p. 555-556.
- GRAINDOR M.-J., ROBLOT M.-M. (1959) — Sur l'âge des roches volcaniques à l'Ouest d'Alençon. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 248, p. 2112-2113.
- GUILLIER A. (1875-1884) — Carte géologique agronomique de la Sarthe d'après J. TRIGER, revue et complétée par l'auteur. 15 feuilles à 1/40 000, le Mans.
- HUBERT G. (1958) — Répertoire bibliographique des travaux, communications et notes concernant l'archéologie antique du département de l'Orne (des origines au Xème siècle. *Le Pays bas-normand*, 51ème année, fasc. 2, n° 108, p. 102-175.
- JONIN M. (1973) — Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 277, p. 281-284.

- JONIN M., VIDAL P. (1975) — Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Can. J. Earth Sci.*, 12, p. 920-927.
- JUIGNET P. (1974) — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse doct. Etat, Labo. géol. Univ. Caen.
- KLEIN C. (1973) — Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Publ. Univ. Strasbourg, 3 tomes, 882 p.
- 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), XVII, p. 1101-1109.
- MILNER H.-B. (1962) — Sedimentary petrography. Th. Murby (London), 3^d edit., 666 p., 99 fig., 52 pl.
- PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol et minéral. Bretagne*, t. IV, 399 p.
- ROBARDET M. (1973) — Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. Thèse doct. Etat, Labo. géol. Univ. Paris, 553 p., 108 fig., (ronéot.).
- ROBARDET M., HENRY J.-L., NION J., PARIS F., PILLET J. (1972) — La formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCII, 3, p. 117-137.
- TÉODOROVICH G.-I. (1961) — Authigenic minerals in sedimentary rocks. Consultants Bureau (New-York), 120 p., 27 fig., 15 tabl.
- WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J., PONCET J. (1977) — Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain; incidence sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 284, p. 1147-1149.

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 la Sarthe par J. Triger et A. Guillier (1/125 000, 1874)

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

Carte géologique du massif silurien d'Ecouves par A. Letellier (1/80 000, 1896)

Carte géologique de la France — Feuille Alençon (1/80 000) :

— 1^{ère} édition (1893), par A. Bigot, P. Bizet, A. Letellier

— 2^{ème} édition (1924), par A. Bigot, R. Matte

— 3^{ème} édition (1963), par M.-J. Graindor avec la collaboration de M.-M. Roblot

Carte géologique de la France — Feuille Mortagne (1/80 000) :

- 1ère édition (1882), par A. Guillier
- 2ème édition (1942), par A. Bigot, L. Dangeard, J. Onfray
- 3ème édition (1967), par Cl. Pareyn, F. Doré, P. Juignet, Ch. Pomerol, M. Rioult

Carte géologique des deux cantons d'Alençon par A. Letellier (1/40 000, 1888)

Carte géologique des deux cantons de Sées par J. Hommey et L. Canel (1/40 000, 1896-97)

Cartes thématiques

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000. Feuille Nantes, coordination par J. Méloux (1979).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. 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 :

- pour le département de l'Orne, au S.G.R. Normandie, 18 rue Mazurier, 76130 Mont-Saint-Aignan;
- pour le département de la Sarthe, au S.G.R. Pays de Loire, 10 rue Henri Picherit, 44300 Nantes;
- ou encore au B.R.G.M., 191 rue de Vaugirard, 75015 Paris.

Collections du musée d'Alençon.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée : par F. DORÉ et J. LE GALL pour les terrains protérozoïques, paléozoïques, plutoniques et métamorphiques, ainsi que pour la structure du socle armoricain,

- par M. RIOULT pour les terrains jurassiques,
- par G. KUNTZ pour les terrains crétacés, tertiaires et quaternaires (avec la collaboration de J. VÉRAGUE), pour la structure de la couverture mésozoïque et la tectonique posthume (avec la collaboration de M. RIOULT),
- par C. DASSIBAT pour l'hydrogéologie,
- par G. VERRON pour la préhistoire,
- avec la collaboration de A. BAMBIER pour les substances minérales.

