



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

VILLAINES- -LA-JUHEL

VILLAINES- -LA-JUHEL

La carte géologique à 1/50 000
VILLAINES-LA-JUHEL est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ALENÇON (N° 62)
au sud : MAYENNE (N° 77)

*Forêt de Pail
et Alpes mancelles*

Domfront	La Ferté- Macé	Alençon
Mayenne	VILLAINES- -LA-JUHEL	Fresnay- -s-Sarthe
Evron	Sillé- -le-Guillaume	Beaumont- -s-Sarthe



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Codex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VILLAINES-LA-JUHEL A 1/50 000**

par

F. DORÉ, L. DUPRET, J. LE GALL, A. LEBERT

avec la collaboration de J.-M. LUTZLER

1987

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>ACQUISITIONS DE LA NOUVELLE CARTOGRAPHIE</i>	7
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	8
DESCRIPTIONS DES TERRAINS	10
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	10
Protérozoïque supérieur	10
Paléozoïque	12
Mésozoïque	20
Formations superficielles et cénozoïques	26
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	30
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	31
<i>ROCHES VOLCANIQUES</i>	33
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	39
GÉOLOGIE STRUCTURALE	41
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	45
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	45
<i>GITES MINÉRAUX ET CARRIÈRES</i>	47
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	48
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	48
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	48
<i>DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE</i>	52
<i>DOCUMENTATION SUR LES SONDAGES</i>	53
<i>DOCUMENTATION ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	53
AUTEURS DE LA NOTICE	54

INTRODUCTION

APERÇU GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE D'ENSEMBLE

La région couverte par la carte Villaines-la-Juhel à 1/50 000 est située dans la province du Maine. Le département de la Mayenne à l'Ouest correspond à une partie du *Bas-Maine*, celui de la Sarthe à l'Est à une partie du *Haut-Maine* ; ces appellations n'impliquent aucune référence à l'altitude puisque le Bas-Maine possède ici des reliefs élevés, au contraire du Haut-Maine.

Sur cette carte frontalière du *Massif armoricain*, constitué de terrains précambriens et de l'ère primaire respectivement plissés lors des orogènes cadomien et hercynien, une bande méridienne orientale comporte des témoins des transgressions de l'ère secondaire qui appartiennent au *Bassin parisien*.

Le socle cadomien régional se compose d'un matériel sédimentaire, les schistes et grès argileux du *Briovérien*, et de deux intrusions granitiques : la *granodiorite d'Izé* dans l'angle sud-ouest du domaine de cette carte, la *granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids* au Nord-Est. Les schistes briovériens, localement ardoisiers, affleurent largement dans le Pays du Gaultier, au coeur d'une structure anticlinale d'origine varisque (l'anticlinal du Gaultier), ainsi que dans le secteur nord-ouest de la feuille.

La *couverture paléozoïque* discordante sur le socle cadomien est constituée de terrains sédimentaires et volcaniques, d'âge *cambrien*, et de terrains uniquement sédimentaires pour l'*Ordovicien* et le *Silurien*. La puissance maximum approche de 1 100 mètres. Ce matériel s'organise selon une structure complexe antérieurement dénommée "synclinorium de Pail", prolongée à l'Est par le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois. Plus précisément et pour la clarté de l'exposé, nous distinguerons d'Ouest en Est : le *synclinal de Villaines-la-Juhel* à dépression centrale ampélitique et son homologue au Nord-Est, le *synclinal de Saint-Julien-des-Eglantiers*, le massif triangulaire de la *forêt de Pail*, le massif oblong du *Merdereau* au centre de la carte, le *synclinal allochtone de Saint-Léonard-des-Bois* affrontant au Sud le *massif d'Assé-le-Boisne* ; ce dernier se relie au Sud-Est au *synclinal des Coëvrons* par la fermeture périclinale de *Fresnay-sur-Sarthe* (hors-carte).

Orographie

Le relief culmine à + 383 m dans la corniche de Pail, à l'Ouest de Saint-Julien-des-Eglantiers ; le point le plus bas se situe dans la vallée de la Sarthe.

Les *hautes terres*, supérieures à + 200 m, sont principalement implantées sur les massifs paléozoïques et la granodiorite d'Izé. Les cotes supérieures à + 250 m sont liées, dans la corniche et le massif de Pail, à la présence de formations ordoviciennes résistantes, le Grès de May et surtout le Grès armoricain, le seul à constituer des arêtes à la cote + 350 m. La région dite des *Alpes mancelles*, entre Saint-Cénéri-le-Gérei et la sortie sud de Saint-Léonard-des-Bois doit surtout son appellation à l'encaissement profond de la Sarthe. L'altitude sur la granodiorite d'Izé s'élève graduellement, malgré la vallée de la Vaudelle, du Nord au Sud : 150 à 200 m au Sud de Loupfougères, 250 m à partir d'une ligne joignant Champgenéteux à Saint-Thomas-de-Courcieriers, 280 à 300 m au Sud-Ouest de Trans avec un sommet à 313 m (les Batailles), ainsi qu'au Sud de la Vaudelle avec culmination en 3 points (+ 332, + 328 et + 324 m). Sur ces hautes terres sont conservés, selon Musset (1917), les restes

de trois surfaces plus vastes ayant modelé le Maine : la *plate-forme de la forêt du Multonne* (corniche de Pail et Sud du massif d'Izé), la *plate-forme de la forêt de Mayenne* (interfluves entre + 200 et + 250 m dans le territoire de la carte), la *plate-forme de Jublains* (interfluves dominant la Sarthe, sur le massif de Saint-Pierre-des-Nids).

Les *basses terres*, entre + 100 et + 200 m, ne s'étendent qu'exceptionnellement sur le substratum paléozoïque, comme dans la dépression ampélique du synclinal de Villaines-la-Juhel. Pour l'essentiel, elles recouvrent le socle cadomien : la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids, le Briovérien du Nord de la corniche de Pail (bassin de Javron) et surtout celui de l'anticlinal du Gaultier où la topographie s'abaisse régulièrement vers le Sud-Est, entre Villaines-la-Juhel et Douillet-le-Joly. Les surfaces d'une altitude inférieure à + 150 m sont localisées dans le quart sud-est de la carte, débordant le quadrilatère Saint-Mars-du-Désert, Saint-Paul-le-Gaultier, Soulgé-le-Ganelon et Douillet-le-Joly.

Réseau hydrographique

Le drainage est assuré, pour 90 % du territoire, vers le Sud et à l'Est, par la Sarthe et ses affluents de la rive droite, soit du Nord au Sud : le Sarthon, l'Ornette et le Terrançon, le Merdereau, la Vaudelle, l'Orthe. Au contraire, dans l'angle nord-ouest du domaine de la carte, le drainage s'effectue vers le Nord par un affluent de la Mayenne, l'Aisne et ses tributaires de la rive droite : la Fraubée, les ruisseaux de Villeray et du Mont Havoust. Le cours méandrique de la Sarthe, sur le territoire de cette carte, est marqué par un surcreusement qui paraît indépendant de la nature des roches du socle ; ce surcreusement, par surimposition aux terrains cénomaniens, atteint une quarantaine de mètres à Saint-Léonard-des-Bois.

A l'opposé, se remarquent des rivières avec des tronçons de parcours rectilignes, tel le Merdereau.

Climat

Le climat océanique humide comporte cependant des nuances sensibles à l'échelle de cette région : au Nord-Ouest, l'altitude et la direction de la corniche de Pail explique à la fois la forte pluviosité (plus de 900 mm) et les nombreux jours de gel (60 jours par an) ; les précipitations atteignent encore 830 mm à Villaines-la-Juhel (altitude + 197 m) ; blotti au creux d'un méandre de la Sarthe, Saint-Léonard-des-Bois ne reçoit plus que 615 mm ; plus au Sud, des déficits hydriques de fin de printemps et d'été sont constatés dans les sols du Pays du Gaultier.

Sols

Des sols bruns lessivés sont développés sur le pays briovérien ; ils passent en fond de vallée à des sols hydromorphes de type pseudogley issus du colluvionnement. Sur les grès paléozoïques, des sols pauvres mais variés sont implantés : ranker, sol brun acide, podzol. Les arènes des massifs de granodiorites supportent des sols bruns acides ou des sols podzoliques, en fonction de leur granulométrie.

Repères de l'Histoire

Les vestiges *paléolithiques et néolithiques* du domaine de cette carte sont peu nombreux et dispersés ; signalons le menhir, en granodiorite, de la Pierre du Diable, situé à 2,5 km au Nord de Gesvres, entre les hameaux de la Moussardière et de la Poupinière. L'implantation *celtique* est révélée par certains toponymes : Trans, Javron, Vandœuvre (commune de Saint-Léonard-des-Bois). L'infrastructure d'une villa *gallo-romaine* détruite au III^e siècle a été mise à jour en 1844 à la ferme du Roullée, à l'Est-Sud-Est de Mont-Saint-Jean. Le passage de la voie gallo-romaine de Jublains à Chartres a été localisé à Mont-Méard. De l'architecture religieuse, nous retiendrons l'église de Javron (XII^e et XIII^e siècle) et surtout l'église *romane* de Saint-Cénéri-le-Gérei (XII^e siècle). A l'Ouest de Mont-Saint-Jean, au bord de l'Orthe, le château de la Lucazière témoigne de la fin de la *Renaissance*.

Pays de bocage

Cette partie du Maine appartient au grand bocage du Nord-Ouest de la France, avec une variété liée à son origine lointaine et au caractère composite du substrat : croupes forestières du massif de Pail dont le climat est celui de la Chênaie-hêtraie, bocage à trame serrée dans le pays du schiste et du granite. récemment, le remembrement a modifié certains terroirs ; à l'instar des plaines installées sur le Jurassique du domaine nord-est de la carte, les interfluvies du Pays du Gaultier oriental prennent parfois l'aspect de petites campagnes. La surface fourragère totale occupe 70 % de la surface agricole utile. A l'élevage des bovins, peu intensif hier, semble faire place un élevage hors-sol permettant une charge plus élevée des bovins à l'hectare. Notons enfin une concentration particulière, d'origine récente, des élevages avicoles sur la granodiorite d'Izé.

Le *parc naturel régional Normandie-Maine* traverse le territoire de cette carte, invitant à la découverte de ce bocage.

ACQUISITIONS DE LA NOUVELLE CARTOGRAPHIE

Par rapport à l'ancienne cartographie à 1/80 000, c'est-à-dire essentiellement la feuille Mayenne (1^e édit., 1899, par A. Bigot et D.-P. Oehlert ; 2^e édit., 1965, peu modifiée par Y. Milon, L. Berthois et L. Giret), cette nouvelle carte Villaines-la-Juhel à 1/50 000 présente des modifications dont les principales doivent être soulignées.

Au plan stratigraphique et sédimentologique :

- découverte et interprétation nouvelle de conglomérats et de diamictites (tilloïdes) dans le Briovérien,
- affinement de la lithostratigraphie du Cambrien (*s.l.*) dans ses relations avec le volcanisme (massifs d'Assé-le-Boisne et de Pail),
- mise en évidence des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens sur le pourtour de la cuvette du synclinal de Villaines-la-Juhel,
- par contre l'existence du Silurien ampélitique n'a pas été reconnue et n'a donc pas été retenue dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois, à l'Ouest de la Sarthe,
- quatre formations sont distinguées dans le Jurassique, de l'Aalénien au Callovien basal,

— caractérisation des terrasses de la Sarthe en 6 niveaux.

Au plan pétrographique :

- le volcanisme acide à intermédiaire du Cambrien (*s.l.*) a fait l'objet d'études minéralogiques et géochimiques en relation avec les modes d'émission : ignimbritique, pyroclastique, lavique ;
- des modifications moindres ont été apportées sur les granodiorites cadomiennes d'Izé et de Saint-Pierre-des-Nids.

Au plan structural :

— la nouvelle cartographie prend en compte une fracturation déjà impliquée par la qualité des levers de D.-P. Oehlert. Les modifications les plus importantes portent d'une part sur la structure du socle cadomien, d'autre part, au niveau de la couverture hercynienne, sur l'allochtonie du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois dont le soubassement anté-arénigien, au Nord et à l'Est, est constitué, non par des grès cambriens, mais par du Briovérien. Un accident majeur E-W, de Villaines-la-Juhel à Assé-le-Boisne, traverse ainsi le territoire de la feuille ; il représente un tronçon de l'accident majeur médio-armoricain.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique régionale commence au Protérozoïque supérieur (entre - 650 et - 600 Ma) avec le dépôt du *flysch du Briovérien supérieur* (b3) sur un substratum de nature inconnue. La sédimentation est à dominante silteuse ; elle évolue cependant vers des faciès plus fins (ardoises) ou franchement conglomératiques : les schistes à galets ou "tilloïdes". Ces derniers sont concentrés dans des chenaux d'éventails sous-marins ou liés à des coulées de débris ; l'origine glaciaire du matériel devenant des plus hypothétiques, le terme de *diamictite* s'adapte mieux à ces produits remaniés et dont la concentration particulière au Sud du Gaultier suggère une origine méridionale. Le plissement du flysch lié à l'*orogénèse cadomienne* est suivi par l'intrusion des granodiorites de Saint-Pierre-des-Nids et d'Izé. Ces massifs appartiennent à l'ensemble du batholite mancellien, mis en place entre 600 et 540 Ma, selon les données géochronologiques disponibles. A la surface de la pénéplaine cadomienne à pente orientée NW SE dans le domaine de cette carte, les granites seront arénisés avant le dépôt du Cambrien.

Au *Cambrien inférieur*, les *Conglomérats et arkoses* (k₁) représentant les séries glyptogéniques de l'*orogénèse cadomienne* sous un faciès rubéfié continental, s'étendent sur le territoire de la carte à l'exception de la région nord-est (extrême Nord de la corniche de Pail, granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids, synclinal de Saint-Léonard-des-Bois) qui appartient à la province paléogéographique de la *Mancellia*, seulement atteinte par la transgression du Grès armoricain. La paléogéographie cambrienne se caractérise en effet par deux traits : héritage de la morphologie cadomienne d'une part, contrôle tectonique de la sédimentation d'autre part. L'aire atteinte par la transgression cambrienne, la *Normannia méridionale*, montre un accroissement considérable d'épaisseur des sédiments, sensible au niveau de cette carte, du Nord-Ouest (bord nord du synclinal de Villaines-la-Juhel) au Sud-Est (Coëvrons), cependant que les conditions de dépôt restent très littorales. La formation des *Schistes et calcaires* (k₂) du Cambrien inférieur est peu épaisse et surtout terrigène à l'Ouest de la corniche de Pail et dans le panneau du Merdereau ;

des dolomies apparaissent dans les Alpes mancelles ; des calcaires magnésiens ourlés de *stromatolithes* se développent largement dans la fermeture périclinale de Fresnay-sur-Sarthe (hors-carte) et dans les Coëvrons. Avec la formation des *Grès de Sainte-Suzanne* (k3), d'âge cambrien peu assuré et qui ne s'est pas étendue sur la région du synclinal de Villaines-la-Juhel, la sédimentation reste toujours très littorale (stratification oblique, scolithes) ; ses membres alternent avec un *volcanisme acide* exprimé en deux phases paroxysmales dans les massifs de Pail et d'Assé-le-Boisne. Le caractère explosif se traduit par l'importance des ignimbrites et des pyroclastites. En raison d'une ablation d'origine tectonique, le sommet de la succession cambrienne n'est représenté qu'au bord nord des Coëvrons ; les *Psammites de Sillé* et surtout les *Grès de Blandouët* (k4-01) pourraient y appartenir au Trémadocien ; une grande régression leur succède néanmoins avant le retour de la mer à l'Arénigien.

A l'*Ordovicien*, la sédimentation reste moins dépendante de l'architecture cadomienne et moins affectée par la mobilité du socle ; aussi la succession présente-t-elle les formations caractéristiques du Nord-Ouest du Massif armoricain. A l'Arénigien, les sables lessivés et matures du *Grès armoricain* (02) s'étendent d'Est en Ouest, soit directement sur le socle cadomien comme dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois, soit sur le Cambrien. La discordance cartographique du Grès armoricain s'observe au bord nord de la corniche de Pail où un mince niveau de conglomérat à dragées de quartz souligne quelquefois le contact (Villepail, tranchée de Villeray). Le faciès homolithique de quartzite blanc domine largement. L'ichnofaciès (*Skolithos*, *Daedalus*) accuse le caractère très littoral. La sédimentation des *Schistes du Pissot* (03-4), c'est-à-dire les Schistes à Calymènes des anciennes cartes, correspond à une période de stabilité durant le Llanvirnien et une partie de Llandeilien ; un niveau de minerai de fer oolithique y est reconnu dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois et dans les Coëvrons. Comme les autres formations ordoviciennes, le *Grès de May* (04-5) a couvert tout le domaine de la carte ; aux quartzites blancs de la base fait suite un faciès hétérolithique de grès sombres et de schistes bioturbés passant graduellement à la formation caradoçienne des *Schistes du Pont-de-Caen* (05) ; les conditions de dépôt rappellent celles des Schistes du Pissot avec, notamment, un horizon de minerai de fer oolithique (Crennes-sur-Fraubée). A la fin de l'Ordovicien (Ashgillien), des dépôts de glaces flottantes, observables dans le synclinal de Villaines-la-Juhel, correspondent à la *Tillite de Feuguerolles* (06) des synclinaux du Sud de Caen. L'abondance de calcaires ashgilliens remaniés dans cette paratillite, mais peu représentés dans les couches subordonnées, exprime la régression glacio-eustatique générale en Europe, de la Thuringe à la péninsule ibérique.

Au *Silurien*, les sédiments qui se sont étendus sur tout le territoire de la carte, mais que l'érosion post-hercynienne a limité aux synclinaux de Villaines-la-Juhel et de Saint-Julien-des-Eglantiers, s'organisent selon deux faciès : la formation basale du *Grès culminant* (06-51) d'âge ashgillien — llandoérien fait place aux *ampélites noires* (52-4) dont l'âge pourrait s'étendre du Wenlockien au post-Ludlowien.

L'absence régionale de terrains dévoniens, liée sans doute à l'érosion puisque le Dévonien inférieur existe au Nord (feuille la Ferté-Macé à 1/50 000), ne doit pas occulter l'importance de la régression méso-dévonienne, comme dans toute la partie nord-est du Massif armoricain.

L'âge exact de la *déformation hercynienne* affectant, selon un style appalachien, la couverture paléozoïque au travers du socle cadomien sous-jacent ne

peut être apprécié faute de terrains carbonifères ; au Nord-Est de la région (feuille Alençon à 1/50 000), la mise en place du leucogranite d'Alençon, vers 330 Ma, scelle les accidents tardi-hercyniens. Les produits d'érosion de la chaîne varisque manquent également ; sans doute ces séries permo-triasiques ont-elles été entraînées loin vers l'Est, sous le Bassin de Paris actuel.

Les transgressions *jurassiques* d'origine orientale, à la surface de la pénéplaine hercynienne à pente dirigée vers l'Est, se limitent au niveau de cette carte à une bande méridienne, de la Ferrière-Bochard à Montreuil-le-Chétif. A l'*Arkose d'Alençon* (j_{1a}) (Aalénien), cantonnée au Nord-Est, correspondent, sur le reste du territoire étudié, des *calcaires à silex* avec décharges graveleuses locales et se terminant par une surface durcie. Au-dessus, les *calcaires oolithiques* du Bajocien supérieur (j_{1b}), tronqués par une surface d'érosion, supportent les *Calcaires à Montlivaltia* ou les *Marnes de Bourg-le-Roi* du Bathonien supérieur (j_{2b}). Enfin le banc de calcaire à oolithes ferrugineuses de Pescheseul marque la base des *Marnes du Chevain* (j_{3a}) du Callovien inférieur. Le caractère transgressif de ces dernières couches traduit le maximum d'extension des mers jurassiques sur le socle armoricain. Une longue période d'émersion s'instaure ensuite jusqu'au Crétacé moyen.

La grande transgression du *Cénomanién inférieur* puis moyen déborde largement vers l'Ouest (bois de Chemasson) les lignes de rivage jurassiques avec les *Argiles à minerai de fer* (c₁), puis les *Sables du Maine* (c₂) à faciès deltaïque.

Lors de la régression fini-crétacée, la région est soumise à une troisième période de continentalisation qui perdure au cours du *Tertiaire*, avec désilicification de certains grès paléozoïques (corniche de Pail), silicification et ferruginisation des sables crétacés (la Ferrière-Bochard). Faute de témoins tertiaires, le rejeu de certains accidents hercyniens ne peut être daté. Des horizons peu épais de sables et de graviers de quartz sur la surface d'érosion du synclinal de Villaines-la-Juhel sont attribués au Pliocène.

L'histoire *quaternaire* se marque, dans la partie est de la région examinée, par un bombement du socle armoricain et de sa couverture secondaire. La preuve spectaculaire en réside dans le surcreusement concomitant de la Sarthe entre Moulins-le-Carbonnel et Fresnay-sur-Sarthe, marqué encore par l'abandon successif de terrasses. La dissection fine du Pays du Gaultier ou du massif de Saint-Pierre-des-Nids, à partir de l'ancienne plate-forme infra-crétacée, relève du même processus. Au Quaternaire également, les retouches obliques liées au climat périglaciaire amènent à la morphologie actuelle : glacis pierreaux de solifluxion au pied de barres gréseuses (corniche de Pail, Saint-Léonard-des-Bois), colluvions argileuses des versants et fonds de vallées.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Protérozoïque supérieur

Briovérien supérieur

Les terrains sédimentaires protérozoïques de cette région du Maine appartiennent dans leur totalité au Briovérien supérieur post-phtanitique. Sur le territoire de la feuille, ces terrains couvrent largement la moitié sud, consti-

tuant le substratum du Pays du Gaultier entre le massif de Pail et les Coëvrons. Dans la moitié nord, le Briovérien se rencontre dans l'angle nord-ouest entre Javron-les-Chapelles et Villepail, et plus modestement de part et d'autre du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois. Les meilleurs affleurements jalonnent les vallées de la Vaudelle, de l'Orthe et surtout de la Sarthe qui offre les plus belles coupes naturelles de cette région.

Le Briovérien supérieur est fondamentalement un flysch composé d'alternances schisto-gréseuses centimétriques à métriques (cartographiées sous la notation b3) dans lesquelles s'intercalent des lentilles conglomératiques (b3T), des argilites ardoisières (b3A), ou d'épaisses barres gréseuses (b3G). La puissance totale de la série reste inconnue.

b3. Flysch du Briovérien supérieur. Il consiste en une alternance rythmique de grauwackes fines à grossières, de siltites straticulées, de siltites fines homogènes et d'argilites, organisées en séquences granoclassées. Sur le territoire de la carte, les faciès silteux dominent très largement, en particulier les siltites straticulées composées de lits millimétriques sombres à illite et chlorite, et de lits clairs plus riches en quartz. L'analyse diffractométrique des minéraux argileux révèle une composition moyenne de 40 à 50 % d'illites potassiques (phengite, muscovite) et 50 à 60 % de chlorites ferromagnésiennes (ripidolite). L'indice de cristallinité des illites varie entre 2,2 et 2,5 et situe le degré de métamorphisme à la limite anchizone-épizone. Les meilleurs points d'observation de ces roches sont à rechercher dans les escarpements de la Sarthe, soit en rive droite au Nord du lieu-dit les Roches ($x = 424,95$; $y = 1\ 067,75$), soit en rive gauche au Nord et au Sud des Suardières ($x = 423,57$; $y = 1\ 069,50$).

b3T. Schistes à galets. Dans le faciès précédent s'intercalent des horizons lenticulaires métriques à pluri-décamétriques de diamictites. Ces conglomérats hétérolithiques et très hétérométriques comportent des galets bien émoussés de quartz, phtanite, grès et volcanite acide, disséminés dans une abondante matrice silteuse ou plus rarement grauwackeuse. La taille des éléments remaniés varie de 1 à 30 cm (la classe granulométrique la plus fréquente se situant vers 5 cm). Les études sédimentologiques récentes réfutent l'origine glaciaire attribuée auparavant à ces conglomérats (tillite) et plaident plutôt en faveur d'une mise en place par courants de débris liés au contexte turbiditique. Ces "schistes à galets" sont particulièrement bien exposés au Sud du Gué-Ory ($x = 422,20$; $y = 1\ 069,42$), à la confluence de l'Orthe et de la Sarthe (Ouest de la Bergerie : $x = 423,45$; $y = 1\ 067,60$; rive gauche de la Sarthe : $x = 424,22$; $y = 1\ 067,95$), au Sud de Douillet-le-Joly (Courtoussaints : $x = 423,75$; $y = 1\ 065,90$) et dans la vallée de l'Orthe au Pont-Landry ($x = 418,82$; $y = 1\ 065,47$).

b3A. Argilites et siltites ardoisières. Ces faciès fins, constitués d'argilites grises et de siltites homogènes, sont affectés par une schistosité ardoisière de type flux qui confère à ces roches une grande fissilité (indice de cristallinité des illites : 1,9 à 2,2). Elles furent de ce fait abondamment exploitées au siècle dernier pour la confection d'ardoises (ardoisières de Chattemoue, de Saint-Germain-de-Coulamer, de Saint-Georges-le-Gaultier). La qualité de ce matériau est cependant rendue médiocre par l'importance de la fraction quartzéuse et la richesse en pyrite de fer très altérable. Ces faciès ardoisières dessinent deux bandes d'un kilomètre de large environ, orientées E-W : l'une au Nord-Ouest de la feuille dans laquelle a été ouverte la grande ardoisière de Chattemoue ($x = 405$; $y = 1\ 081,35$) ; la seconde, tronçonnée par faille, s'allonge au coeur du Pays du Gaultier où elle guide le cours moyen de la Vaudelle.

b3G. **Grauwackes.** Au sein des alternances gréso-pélitiques s'individualisent également d'épaisses barres de grès de plusieurs dizaines de mètres de puissance. Ces grès très immatures ont une composition de grauwackes. Dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante (45 %) sont figurés des éléments anguleux mal classés de quartz, feldspaths et débris lithiques (phtanites, micro-quartzites, volcanites acides, cornéennes). Là encore, la coupe de la Sarthe permet une bonne exposition de ces faciès dans la région du Gué-Ory (le Jarriais : $x = 421,67$; $y = 1\,070,85$; Monnay : $x = 423,52$; $y = 1\,070,12$).

L'état de déformation de la série briovérienne, alliée au manque de bons niveaux repères, rend difficile toute lithostratigraphie régionale. Toutefois, dans la partie orientale du Pays du Gaultier, les corrélations entre les divers affleurements de l'Orthe et de la Sarthe permettent d'établir une succession lithologique verticale puissante de 500 m (fig. 1) montrant un ensemble de siltites le plus souvent straticulées avec intercalations de grauwackes et de conglomérats (300 m), surmonté d'argilites ardoisières à petits lits silteux (80 m), auxquelles font suite des alternances décimétriques à métriques de siltites et de grauwackes (120 m).

Tous ces sédiments détritiques terrigènes, d'âge briovérien supérieur, se mettent en place sur la bordure méridionale du bassin flysch mancellien alimenté, semble-t-il, par le Sud (T. Garlan, 1985). Les apports grossiers à l'origine des diamictites se déposent par courants de débris dans un environnement turbiditique de pied de talus.

Traces de vie. Les organismes fossilisés dans les roches protérozoïques sont rares. Cependant, au Nord du Gué-Ory, au lieu-dit le Jarriais ($x = 421,52$; $y = 1\,071,37$), un échantillon de siltite homogène renferme des corps sphériques qui peuvent être rapportés à des organismes unicellulaires (Cyanophycées). Par ailleurs, dans les collections de l'Institut de géologie de Rennes, des ardoises en provenance de Chattemoue présenteraient, selon Kerforne (1923), des "traces qui ressemblent à *Nereites*"; en raison de la schistosité de ces roches, cette information doit cependant être accueillie avec la plus grande réserve.

Paléozoïque

Cambrien

Pour des raisons pratiques, sont rapportés au Cambrien (*sensu lato*) tous les terrains situés au-dessus de la pénélaine cadomienne et sous le Grès armoricain (Arénigien). Ainsi entendue la succession cambrienne accuse une grande variation de puissance et de dépôts, en relation avec une paléogéographie largement héritée de la chaîne cadomienne : 280 m dans le synclinal de Villaines-la-Juhel, au Nord-Ouest du territoire de la carte, plus de 1 000 m au bord nord-est des Coëvrons, au Sud-Est de la carte.

k1. **Cambrien inférieur. Conglomérats et arkoses.** Epais de 25 m en moyenne, les conglomérats violacés ("poudingues pourprés" des auteurs anciens) reposent en discordance sur les schistes et grauwackes briovériens, bien qu'aucun contact ne puisse s'analyser sur le territoire de cette carte. Ces conglomérats, surmontés d'une puissante formation arkosique (de 100 à plus de 200 m), se marquent dans la morphologie par des crêtes qui surplombent la pénélaine briovérienne et la dépression cambrienne des Schistes et calcaires. Au flanc

nord-est des Coëvrons, la ligne de relief, décalée par des failles, se suit depuis la Butte Voyère jusqu'au hameau des Etricheries où, plus à l'Est, la formation cambrienne basale disparaît par ablation tectonique. Les conglomérats se dressent en falaise à la Coquinière, tandis que les arkoses verdâtres sont exposées en grandes dalles dans la cluse de Cordé. Dans l'unité d'Assé-le-Boisne, la formation est de nature principalement arkosique comme en témoignent les carrières creusées au pied de la butte s'allongeant de la Haute Vente au Clairet. Les conglomérats réapparaissent dans le panneau du Merdereau où ils s'observent à la Prisonnière (ferme au Sud de la Roussière), au Sourty et aux Loges à Averton. En forêt de Pail, la formation conglomératique, très disloquée, affleure au sein de compartiments isolés (butte 212 à l'Est des Prés au Gendre ou au Nord de la Croix Verte). Enfin, au flanc nord du synclinal de Villaines-la-Juhel, les 25 m de conglomérats et les 215 m d'arkoses de la tranchée de Villeray diminuent progressivement vers l'Ouest pour disparaître au droit de la Corniche de Pail, laissant le Grès armoricain directement transgressif sur les terrains briovériens.

Dans trois gisements de conglomérats (la Coquinière au flanc nord des Coëvrons, la Prisonnière dans l'unité du Merdereau et la Baudière en Villepail), la répartition des galets s'établit comme suit (R. Giordano, 1974) : grauwackes briovériennes 68 à 90 %, phanites 0 à 2 %, quartz 5 à 19 %, corréennes et schistes tachetés 0 à 6 %, roches volcaniques 4 à 7 %. Ces dernières sont représentées par des rhyolites dévitrifiées de teinte vert clair et à aspect siliceux. Les caractères morphométriques des galets de grauwackes, fort indice d'éroulé (340) pour un indice d'aplatissement égal en moyenne à 2, suggèrent l'intervention d'un stade de façonnement torrentiel.

La formation arkosique comprend, de la base au sommet, des arkoses grossières violacées à dragées éparses de quartz, puis des arkoses vertes et rouges à stratification oblique et structures chenalisées, enfin des arkoses et des grès feldspathiques clairs, à grain moyen et bien classés. Cet ensemble admet quelques intercalations d'argilites et de siltites lie-de-vin. Sauf à leur sommet où le lessivage est plus accusé, les arkoses présentent des grains de quartz mal calibrés et peu usés contenus dans un ciment argileux imprégné d'oxyde de fer. Les feldspaths totalement illitifiés voisinent avec de grandes muscovites détritiques, des biotites décolorées, des fragments de roches (microquartzites, quartz polycristallins, siltites) et quelques minéraux lourds parmi lesquels des tourmalines bleu-vert.

k2. Cambrien inférieur. Schistes et calcaires. Dans les Coëvrons, la formation des Schistes et calcaires occupe une large dépression bordée par les reliefs des conglomérats et arkoses au Nord et des Grès de Sainte-Suzanne au Sud. Sur le méridien de Montreuil-le-Chétif, l'ensemble de la formation atteint 700 m, tandis qu'à l'Est, entre la Sècherie et la Rivière, la puissance s'élève à 875 m grâce surtout au développement des niveaux carbonatés. Dans le secteur de Cordé, les carbonates se répartissent en deux faisceaux principaux (la Touanerie et la Selle), épais respectivement de 120 et 50 m environ, constitués de calcarénites sombres, fétides, stratifiées en petits bancs et encaissées dans des siltites calcareuses, verdâtres, d'aspect satiné. Vers l'Est, la dolomitisation envahit les premières barres carbonatées et provoque la formation de dolomies spathiques claires en bancs massifs dans lesquelles se décèlent d'anciennes structures oolithiques (la Colaserie). Encore plus à l'Est, ces dolosparites offriront un maximum d'amplitude dans la fermeture périantyclinale de Fresnay-sur-Sarthe. Au sommet du premier épisode carbonaté qui excède 300 m, prennent place des calcaires bleu-noir, peu dolomitisés, renfermant des

oolithes bien calibrées à structure concentrique (50 m à l'Est de la Colaserie). Le deuxième faisceau carbonaté (90 m) se compose de calcaires bleus à fines laminations d'origine vraisemblablement algaire et à horizons oolithiques (la Rivière).

L'âge des calcaires est rapporté au Cambrien inférieur par analogie avec ceux des synclinaux du Sud de Caen, bien que les recherches de faune et de microfaune soient restées vaines dans l'immédiat.

Dans l'unité d'Assé-le-Boisne, la formation des Schistes et calcaires développe une alternance d'argilites, de siltites et de grès fins à ciment calcaireux où s'observent de rares niveaux carbonatés : dolomies gréseuses accompagnées de brèches intraformationnelles à 250 m à l'Est-Nord-Est du Pont de la Folie, et surtout ancienne exploitation de dolomies claires, mêlées de grès et de *siltstones* calcaireux, au Sud-Est du bois de Chemasson.

Les carbonates font défaut à l'Ouest : panneau du Merdereau, forêt de Pail et flanc nord du synclinal de Villaines-la-Juhel ; ils ne se soupçonnent plus que par de minces lits décalcifiés ocre, tranchant sur la teinte verdâtre des argilites et des siltites.

k3. Cambrien moyen ou supérieur ? Grès de Sainte-Suzanne. Les Grès de Sainte-Suzanne sont des grès-quartzites gris à rosés, à grain fin ou grossier : le grain moyen oscille entre 100 et 700 μm avec des valeurs fréquentes à 250 μm . L'enregistrement des émissions volcaniques se marque par des interlits d'argilites et de siltites vertes tufacées et par la présence de bancs grossiers, à dragées de quartz disséminées, qui résultent en partie du démantèlement d'édifices volcanogènes. Au microscope, les quartz bien roulés et classés, côtoient quelques feldspaths illitissés, de rares muscovites et quelques minéraux lourds transparents. Ces derniers se répartissent entre le zircon 87,4 %, le rutile 2,2 %, la tourmaline 4 %, l'anatase et le sphène 5,9 % et l'apatite 0,5 %. Les zircons se rangent en deux populations : des zircons usés, majoritaires, et des zircons en prismes automorphes (de 10 à 45 % des individus) (F. Doré, 1969). Les figures sédimentaires (stratification oblique largement exprimée, structures chenalisées), la présence de *Dinobolus* (Lingules recueillies au flanc sud des Coëvrans ; carte Sillé-le-Guillaume à 1/50 000), et les bancs à fins solithes attestent d'un milieu marin très littoral (J. Le Gall, 1971).

Si dans le synclinal des Coëvrans ces grès se présentent en un corps unique de près de 400 m, dans les unités d'Assé-le-Boisne et de Pail, les périodes d'activité volcanique scindent la formation en plusieurs membres gréseux : trois principaux dans l'unité d'Assé-le-Boisne et deux dans le panneau du Merdereau (F. Doré, R. Giordano et J. Le Gall, 1972). Excepté l'ancienne exploitation des Roches à l'Est de Villaines-la-Juhel, l'absence de carrière importante oblige à analyser la formation gréseuse sur les affleurements naturels des cluses encaissées : Nord de Montreuil-le-Chétif dans les Coëvrans ou vallées de la Sarthe et du Merdereau.

k4-01. Cambro-Trémadocien ? Psammites de Sillé et Grès de Blandouët. La succession cambrienne (*s.l.*) se termine par deux formations, Psammites de Sillé et Grès de Blandouët, qui ne prennent un large développement que plus au Sud, dans le flanc méridional des Coëvrans et en Charnie. Ici, ces formations n'apparaissent que dans deux unités, les Coëvrans et le panneau du Merdereau, encore que seule cette dernière permette l'observation des faciès à l'affleurement (rives gauche et droite du Merdereau au Nord de la Butte). Au

flanc nord du synclinal des Coëvrons, sur le territoire des cartes Sillé-le-Guillaume et Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000, la formation des Psammites de Sillé comporte une alternance d'argilites et de siltites micacées, vertes et violacées, entrecoupées de grès argileux dont l'importance s'accroît vers le sommet (passage progressif aux Grès de Blandouët). Les terriers abondent, certains étant l'oeuvre de Lingules (*Tomasina criei* et *Palaeoglossa pseudocrumena*) que l'on recueille à Sillé-le-Guillaume (A. Guillier, 1881).

L'entrée dans la formation des Grès de Blandouët se concrétise par le développement d'horizons gréseux sombres, verts à violacés, à surfaces couvertes de loupes de schistes noirs. Ils admettent des intercalations d'argilites et de siltites de même teinte. Au sommet, les assises deviennent franchement rubéfiées et soulignent le caractère régressif de la formation. Des Lingules, dont *Lingulella nicholsoni*, ont été extraites d'une carrière située à un peu plus d'1 km à l'Est de la limite de carte (gisement de Margallier, Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000). Malheureusement, l'âge exact de la formation ne peut être précisé (cambro-trémadocien ?), bien que le cortège des minéraux lourds avec son augmentation sensible du taux de rutile et l'ichnofaciès (*Cruziana* et *Daedalus*) accusent déjà un cachet ordovicien.

Ordovicien

La sédimentation ordovicienne atteint une puissance de près de 800 m (synclinal de Villaines-la-Juhel); la lithostratigraphie rappelle celle des synclinaux du Sud de Caen.

02. **Arénigien. Grès armoricain.** Dans le synclinal des Coëvrons, cette formation ordovicienne vient recouvrir, après émergence, les termes arénacés et rubéfiés de Blandouët. A l'Est, en réponse au décrochement de Gesnes-le-Gandelin (Fresnay-sur-Sarthe, 1/50 000), le Grès armoricain affronte directement les volcanites cambriennes (barre gréseuse de Longue-Roche). Dans l'unité mancellienne de Saint-Léonard-des-Bois, la transgression arénigienne envahit les terrains sédimentaires et métamorphiques briovériens ainsi que la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids. Au flanc sud des synclinaux de Saint-Julien-des-Eglantiers et de Villaines-la-Juhel, le Grès armoricain, très disloqué, s'égrene en un chapelet d'écaillles tectonisées : la Couaslonnière, la Pintrie, la Heuzerie, Bellevue, l'Armanderie et Villaines-la-Juhel. Enfin, sur le bord nord du synclinal de Villaines-la-Juhel, le Grès armoricain recouvre successivement, d'Ouest en Est, les Schistes et calcaires puis les Conglomérats et arkoses cambriens et déborde ensuite sur la pénélaine briovérienne.

Puissants de 400 m dans les Coëvrons et le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois et de 300 m au Nord du synclinal de Villaines-la-Juhel, ces quartzites blancs, en bancs massifs, débutent par une semelle grossière, localement conglomératique. Les conglomérats à graviers de quartz bien roulés constituent une bande discontinue, épaisse au maximum de 5 à 10 m, au Nord du synclinal de Villaines-la-Juhel (rive est du ruisseau de l'étang de Villeray et Sud de la Baudière).

La masse principale de la formation se compose de sédiments arénacés à forte maturité de texture et de composition. Ces quartz-arénites renferment plus de 90 % de quartz, en grains bien usés mais moyennement calibrés, très peu de feldspaths et grains lithiques. Les minéraux lourds se distribuent en zircons (64 à 75 %), tourmalines (6 à 16 %), rutiles (12 à 15 %) et minéraux accessoires (anatase, brookite et sphène). Contrairement aux Grès de Sainte-

Suzanne, la proportion de zircons non usés n'excède jamais 10 %. Dans le tiers supérieur de la formation, des accumulations de minéraux lourds, à caractère de placers de plage, ont été repérées au cours de prospections minières.

Les structures sédimentaires les plus communes se limitent au litage oblique tabulaire et aux rides de vagues et de courant. L'ichnofaciès est représenté par d'abondants terriers verticaux (*Skolithos*), plus rarement spirales (*Daedalus*) et par des traces d'activité des Trilobites (*Cruziana* et *Rusophycus*).

Au sommet de la formation viennent des quartzites fins à moyens, en plaquettes micacées, à interlits de siltites jaunâtres et à horizons de microconglomérats phosphatés. Ces derniers ont livré une faune de Lingules dont l'espèce caractéristique *Ectenoglossa lesueuri* a été rencontrée en plusieurs lieux :

- dans les Coëvrons, juste hors de la limite est de la carte (Margallier ; feuille Fresnay-sur-Sarthe, 1/50 000) ;
- en forêt de Pail (Nord-Est du Moulin du Bois) ;
- à l'extrémité sud-est de l'écaille de Bellevue (la Métairie).

A Saint-Léonard-des-Bois, toujours à la même altitude stratigraphique, P. Lebesconte (1886) signale la découverte du Trilobite *Ogyginus armoricanus*. Seules des Lingules ont pu être recueillies dans cette localité ; ce gisement aujourd'hui perdu devait se relier avec celui de Bel Air dans les Coëvrons (Sillé-le-Guillaume, 1/50 000) où *Ogyginus armoricanus* coexiste avec d'autres Trilobites (L. Dangeard, 1921). Ces espèces fixent le sommet du Grès armoricain à l'Arénigien (J.-L. Henry, 1971) mais, compte tenu des études récentes sur les assemblages de Chitinozoaires (F. Paris, 1981), un âge arénigien inférieur peut être avancé pour l'ensemble de la formation. Sur le territoire de cette carte, seuls des fragments de Trilobites ont été récoltés dans des blocs épars de grès microconglomératiques au Nord de la source captée de la Galazière (flanc nord du synclinal de Villaines-la-Juhel).

Deux carrières en activité entaillent le Grès armoricain :

- celle de la Gombaudière au Nord de Saint-Léonard-des-Bois où s'observe le contact transgressif des grès arénigiens sur les schistes briovériens redressés et rubéfiés ;
- celle du Sud de Villepail dans laquelle les grès sont extraits sous forme de sable à la suite d'une désilicification jalonnant une ancienne surface d'altération pédologique.

03-4. Llanvirnien — Llandeillien. Schistes du Pissot. Ces schistes, anciennement nommés Schistes à Calymènes, développent une puissance de 180 m dans les Coëvrons nord-orientaux, 140 m dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois et 70 m dans la coupe du ruisseau de l'étang de Villeray au Nord du synclinal de Villaines-la-Juhel. En raison des colluvions qui émanent des crêtes gréseuses encadrant les schistes, les affleurements demeurent rares et de qualité médiocre, sauf dans la vallée de la Sarthe. La formation se compose d'argilites noires micacées, à minces lits gréseux bioturbés, qui prennent parfois un cachet ardoisier : anciennes ardoisières de Saint-Léonard-des-Bois (Nord-Est de la Couaslonnière). L'analyse radio-cristallographique révèle un cortège à illite parfaitement cristallisée et à chlorite, situant la série dans un climat métamorphique anchizonal. L'horizon de minerai de fer connu régionalement au toit de la formation n'a jamais fait ici l'objet d'exploitation. Des ni-

veaux à oolithes ferrugineuses existent néanmoins en rive droite de la vallée de Misère (Sud de la Couaslonnière) et dans des affleurements plus ponctuels (Sud-Est de la Trémouchère ; la Pintrie).

Les gisements fossilifères sont assez nombreux, mais les études demeurent, sauf exception (la Sèchetière), très anciennes et les faunes mériteraient des révisions. A Saint-Léonard-des-Bois, E. de Verneuil (1858) mentionnait : *Illae-nus giganteus*, *Calymene tristani*, *C. arago*, *C. pulchra*, *Placoparia tournemini*. A cette liste de Trilobites, A. Guillier (1886) puis M. Letellier (in P. Delaunay, 1930) ajoutaient des Lamellibranches (*Redonia deshayesiana*, *R. duvaliana*), des Brachiopodes (*Orthis berthoisii*) et des Cystidés. L'emplacement du gîte se situerait près de la Couaslonnière, donc au flanc sud du synclinal et se reliait à celui découvert au flanc nord, à l'angle de la route d'accès à la Verrerie, où ont été extraits des Trilobites, des Brachiopodes et des plaques de Cystidés. Dans ce même synclinal, d'autres faunes de Trilobites et de Brachiopodes ont été recueillies, tant au flanc nord (Nord de Saint-Léonard-des-Bois, au lieu-dit le Pont Neuf) qu'au flanc sud (route d'accès à Saint-Geoffroy).

Parmi les autres niveaux fossilifères repérés sur le versant sud-est du synclinal de Villaines-la-Juhel, deux méritent mention :

— celui de la Sèchetière dans lequel des nodules livrent une faune de Trilobites, étudiée par P. Racheboeuf (1969) avec *Placoparia tournemini* Rouault, *Prionocheilus pulcher* subsp. indet., *N. (Neseuretus) tristani* (Brongniart), *D. (Eodalmanitina) macrophtalma* (Brongniart) ;

— celui mis à jour au cours de travaux sur la départementale 121, à l'Est de Villaines-la-Juhel, où dans des nodules ont été récoltés des Trilobites, des Brachiopodes et des Ostracodes.

Ces gisements, mal positionnés à l'intérieur de la formation, ne permettent pas de lui attribuer un âge précis. Cependant, dans la coupe de la Varenne à Domfront où se situe la localité-type du Pissot, les études récentes révèlent que cette formation débute dès l'Arénigien moyen et se perpétue jusqu'au Llandeilien inférieur (F. Paris, 1981).

04-5. Llandeilien — Caradocien. Grès de May. De la base au sommet, les Grès de May offrent successivement deux faciès principaux : quartzites gris et rosés, finement micacés, en gros bancs puis grès sombres, verdâtres, bioturbés, à intercalations d'argilites micacées vert sombre. Dans le versant nord du synclinal de Villaines-la-Juhel, la puissance totale de la formation atteint 160 m, dont 80 m de quartzites inférieurs.

Les figures sédimentaires les plus communes demeurent les rides d'oscillations. Localement, les quartzites se transforment en grès jaunes pulvérulents, indiquant la nature calcaireuse du ciment (carrière du Tertre).

Les Grès de May possèdent généralement un grain fin (150 µm en moyenne) et un bon classement. Le cortège de minéraux lourds se compose d'ubiquistes : zircon (66 %), rutile (30 %), tourmaline (3 %) et minéraux accessoires (anatase, sphène, brookite).

En l'absence de faune, la limite du Llandeilien et du Caradocien ne peut être établie.

05. **Caradocien inférieur. Schistes du Pont-de-Caen.** Les termes supérieurs des Grès de May s'enrichissent progressivement en interlits de schistes noirs qui finissent par prédominer, indiquant l'entrée dans la formation des Schistes du Pont-de-Caen. Cette série, anciennement dénommée Schistes supérieurs ou Schistes à *Trinucleus*, se compose d'argilites noires finement micacées et de siltites. Le cortège des minéraux argileux, à base d'illite bien cristallisée et de chlorite, ne diffère pas de celui des Schistes du Pissot.

Vers le sommet de la formation, qui atteint environ 125 m au Nord du synclinal de Villaines-la-Juhel, se situent des horizons de schistes brunâtres à semis d'oolithes chloriteuses (Sud de la Douettée). Les rares gisements fossilifères se localisent à la même altitude stratigraphique, tel celui découvert au Sud de la ferme précitée et renfermant des Trilobites (*Cryptolithus* (?) *grenieri* ; *Kloucekia* sp.) et des Brachiopodes (*Rafinesquina* sp. ; *Drabovia* sp.) (F. Doré et J. Le Gall, 1973). Cette même association se retrouve plus à l'Est au lieu-dit le Closet. Outre ces deux gisements, situés sur le bord nord du synclinal, des schistes brun-vert entamés par la route au Sud de la Solachère (Ouest de Villaines-la-Juhel) ont livré des Tentaculites du genre *Cornulites*.

Ces faunes permettent d'attribuer un âge caradocien à la formation qui, dans la localité-type du Pont-de-Caen à Domfront, renferme à 10 m au-dessus de sa base un gisement fossilifère datant du Caradocien inférieur (M. Robardet, 1981). La possibilité d'un âge caradocien moyen à supérieur pour le sommet de la formation ne fait que peu de doutes mais, en l'absence de preuve, l'attribution au Caradocien inférieur de l'ensemble des Schistes du Pont-de-Caen a été préférée.

06. **Ashgillien. Tillite de Feuguerolles.** D'abord connue dans les synclinaux du Sud de Caen (May, Urville, Mortain-Domfront) où son origine glacio-marine fut établie (L. Dangeard et F. Doré, 1971 ; F. Doré et J. Le Gall, 1972), cette formation a été découverte sur le territoire de la carte Villaines-la-Juhel au cours de la première campagne de levés (F. Doré et J. Le Gall, 1973). Il s'agit d'argilites microconglomératiques, friables, de teinte jaunâtre à l'affleurement, possédant une texture isotrope et un débit en boules caractéristique. La plupart des éléments remaniés, tirant leur source de la fusion de glaces flottantes, étaient de nature carbonatée. Ces éléments aujourd'hui dissous et remplacés par des trous, côtoient des graviers et des galets de grès à faciès de Grès de May. L'âge de cette tillite, ou mieux de cette paratillite, est fourni par la faune ashgillienne de Conodontes (zone à *Amorphognathus ordovicicus*) extraite des fragments calcaires recueillis lors de travaux miniers dans le synclinal d'Urville (M. Weyant *et al.*, 1977). Un épisode calcaire, d'âge identique (Calcaire des Vaux), est connu au sommet de la succession ordovicienne du synclinal de Sées (feuille Alençon à 1/50 000). Le remaniement de tels calcaires dans la formation glacio-marine fixe un âge maximum ashgillien à celle-ci.

La formation tillitique, bien qu'épaisse au maximum de 15 m, n'en constitue pas moins un repère stratigraphique précieux qui jalonne le pourtour de la cuvette synclinale de Villaines-la-Juhel :

● **flanc nord :**

— ferme de la Terrière, dans un chemin encaissé descendant vers la D. 219 qui relie le Ham à Villaines-la-Juhel ; la tillite, dont seul le toit affleure, précède des grès-quartzites blancs pyriteux (Grès culminant) qui plongent vers le Sud ;

- chemin d'accès à la Vallée (1 km à l'Ouest de Crennes-sur-Fraubée) près du carrefour de la D. 511 ; au sein de la tillite, épaisse d'au moins 12 m, s'intercale une barre de Grès culminant, limitée par des contacts faillés ;
- chemin d'accès à la Douettée (250 m à l'Ouest de Crennes-sur-Fraubée) ; lors de la réfection de cette route, la coupe levée (F. Doré et J. Le Gall, 1973) montrait successivement : sommet des Schistes du Pont-de-Caen avec niveau fossilifère et horizon minéralisé, tillite (15 m), siltites verdâtres (10 m), Grès culminant (57 m), ampélites ;
- carrefour D. 511 et chemin d'accès au Closet (1 km à l'Est de Crennes-sur-Fraubée) ; ce gisement, découvert lors du creusement d'une tranchée d'adduction d'eau, ne figure pas sur cette carte ;

● **flanc sud :**

- ferme de la Marchandière, à 500 m au Nord de Loupfougères, talus gauche du chemin menant à la ferme ;
- lotissement de la Sourderie au Nord-Ouest de Villaines-la-Juhel.

Ces deux derniers gisements constituent les témoins les plus méridionaux de l'extension de la tillite dans l'Est du Massif armoricain. En effet, aucune trace des dépôts glacio-marins n'a pu être relevée dans le synclinal des Coëvrons et en Charnie.

Silurien

06-S1. **Ashgillien à Llandovérien. Grès culminant.** Compte tenu de sa faible épaisseur (moins de 60 m à Crennes-sur-Fraubée), cette formation gréseuse ne constitue qu'un trait morphologique mineur qui, néanmoins, délimite les cuvettes ampélitiques de Villaines-la-Juhel et de Saint-Julien-des-Eglantiers. Sur le flanc nord de ces synclinaux, le Grès culminant se dispose en un assise continue, décalée par quelques failles méridiennes ; par contre, au flanc sud, la présence de replis secondaires et surtout le passage d'accidents majeurs perturbent la continuité de ces grès (secteur de Loupfougères ; écailles de la Pintrie et des Anellières au Nord-Ouest de Gesvres).

Le Grès culminant, exploité dans quelques carrières de l'extrémité ouest du synclinal de Villaines-la-Juhel (le Cruchet, la Marchandière, la Mauberdière), se présente sous forme de grès-quartzites blancs à gris sombre, finement feldspathiques et stratifiés en bancs décimétriques. La pyrite, omniprésente, parsème de taches rouille la surface des grès et provoque le développement de cavités ovoïdes, restes de nodules pyriteux entièrement dissous (carrière de la Mauberdière). Les grains de quartz, bien classés, d'un diamètre moyen de 150 µm, montrent un nourrissement secondaire net ; ils voisinent avec de nombreux microclines limpides, quelques muscovites et minéraux lourds. Ces derniers conservent un cachet ordovicien avec des concentrations en rutilés de 32 %, en zircons de 44 % et en tourmalines de 15 %. Les minéraux accessoires se répartissent entre l'anatase et la brookite.

En l'absence de faune, l'âge du Grès culminant ne peut s'envisager que par référence à la datation de ses enveloppes sédimentaires : il recouvre directement la tillite ashgillienne et il est surmonté par des ampélites livrant dès leur base des Graptolites du Wenlockien moyen. Ainsi, en toute rigueur l'âge du Grès culminant pourrait s'échelonner depuis l'Ashgillien terminal jusqu'au Wenlockien basal. Dans le synclinal de Domfront, l'âge minimum de cette for-

mation, déduite d'une faune graptolitique extraite à son sommet, ne paraît pas dépasser le Llandovérien basal (M. Robardet, 1981).

52-4. **Wenlockien à post-Ludlowien. Schistes fins plus ou moins ampélitiques.** La série ampélitique, formation paléozoïque la plus récente de cette carte, occupe le fond des synclinaux de Villaines-la-Juhel et de Saint-Julien-des-Eglantiers. Dans ces dépressions souvent marécageuses, les affleurements naturels demeurent fort rares et les lieux d'observation des ampélites font l'objet d'une surcharge sur la carte. Dans le synclinal de Villaines-la-Juhel, ces lieux se situent à la Renardière, à l'Ouest de Crennes-sur-Fraubée et en forêt de Pail au Nord de l'étang des Ordon. Ces trois sites ont livré des fossiles très mal conservés : Ostracodes dans le premier, Graptolites dans le second, Brachiopodes et Lamellibranches dans le dernier. L'unique témoin ampélitique du synclinal de Saint-Julien-des-Eglantiers a été rencontré au flanc sud, dans un panneau tectoniquement isolé (les Anellières).

Le faciès ampélitique admet quelques horizons de grès-quartzites noirs, lardés de filonnets quartzeux. L'analyse radiocristallographique conduite sur les ampélites recueillies à l'Ouest de Crennes-sur-Fraubée révèle presque uniquement de l'illite, mêlée de traces de pyrophyllite. Ce dernier minéral, symptomatique de la sédimentation silurienne, apparaît dès le Wenlockien dans les synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois (Alençon, 1/50 000).

Par suite des conditions d'affleurement, les gisements fossilifères renfermant des faunes déterminables sont exceptionnels. Le seul site, aujourd'hui inaccessible, se situait dans la tranchée de chemin de fer de la Dorière à Loupfougères, près du contact anormal avec la granodiorite d'Izé. A l'origine, en 1882, D. Oehlert n'y découvrit que des restes d'Orthocères puis, par la suite, des Graptolites furent recueillis et déterminés en 1950 par A. Philippot qui reconnut *Monograptus dubius* et *Cyrtograptus carruthersi*, attestant d'un âge wenlockien moyen ou supérieur. A 2 km au Nord-Ouest de Loupfougères (feuille Mayenne à 1/50 000), deux autres gisements fossilifères, signalés par M. Robardet (1981) à quelques mètres au-dessus du toit du Grès culminant, contiennent, à côté de Bivalves, des Graptolites (*Pristograptus dubius*, *Monograptus flemingii*, cf. *Barrandeograptus carruthersi*) qui confirment l'âge wenlockien moyen ou supérieur de la base de la série ampélitique. Bien entendu, faute de données paléontologiques, l'âge des niveaux siluriens occupant le cœur des cuvettes synclinales doit être plus récent : Ludlowien à post-Ludlowien.

Mésozoïque

11a. **Aalénien. Arkose d'Alençon : sables et graviers.** Cette formation bien représentée et définie plus à l'Est, entre Condé-sur-Sarthe et Alençon (feuille Alençon, 1/50 000) se prolonge dans l'angle nord-est du territoire de la feuille Villaines-la-Juhel, le long d'un vallon situé entre la Poussinière et les Fourneaux, où elle constitue le premier dépôt jurassique transgressif sur le socle paléozoïque.

Dans ce secteur, elle repose sur des altérites blanchâtres, localement rubéfiées, coiffant la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids. Elle débute par des sables fins à moyens, quartzeux, faiblement feldspathiques et argileux, avec décharges locales de sables grossiers contenant des graviers de quartz et de quartzites. Ces sables alternent avec des couches demi-métriques d'argile

blanche plastique (kaolin remanié), plus sableuses à leur base. La partie supérieure de cette formation, épaisse de 5 m, comprend, dans le secteur des Fourneaux où elle fut exploitée, des sables quartzeux et bioclastiques, jaunâtres, fins à moyens, argileux et légèrement micacés, avec apports périodiques grossiers de graviers de quartz et de quartzites dans la moitié inférieure. Dans la partie médiane, les sables renferment des lentilles de grès grossiers, à bioclastes roulés et rares valves désarticulées de *Plagiostoma* sp. (Bivalves). Au sommet, la succession détritique s'achève par un banc gréseux continu, quartzeux, à bioclastes dispersés, moucheté de noir (par les minéraux opaques, les lithoclastes sombres et les petites dents de Poissons) et tronqué par une surface d'érosion, durcie et perforée.

La faune de Brachiopodes (*Capillirhynchia wrighti* et *Loboidothyris ingens*), récoltée dans les faciès similaires de la région d'Alençon, permet de rapporter cette formation détritique, épaisse ici d'environ 10 m, à l'Aalénien.

j₁b(*). **Aaléno-Bajocien. Calcaires à silex et calcaires fins à graviers de quartz (Aalénien). Calcaires oolithiques (Bajocien supérieur).** Par rapport aux attributions d'âge figurant sur la carte, des modifications sont introduites ici concernant le passage de l'Aalénien au Bajocien. Les faciès carbonatés aaléno-bajociens ne sont connus que sur la marge orientale du territoire étudié, soit dans des affleurements en continuité avec ceux de la feuille Fresnay-sur-Sarthe (pour les secteurs de Gesnes-le-Gandelin et d'Assé-le-Boisne), soit en placages isolés, témoins résiduels de la transgression du Jurassique moyen sur le socle armoricain. Ces derniers sont alignés du Nord au Sud, entre la Ferrière-Bochard et Montreuil-le-Chétif. Quatre secteurs géographiques sont distingués sur cette bordure.

● **Secteur de la Ferrière-Bochard**, subdivisé en deux ensembles d'affleurements.

— *Entre les Fourneaux et l'Epinay*, la série carbonatée, épaisse de 5 à 7 m, repose sur le toit érodé de l'Arkose d'Alençon et débute par des calcaires gris à grain fin, bioclastiques, renfermant des grains de quartz et de rares oolithes. Au-dessus, viennent des Calcaires oolithiques blanc jaunâtre, compacts, à oolithes bien calibrées (oosparite) et graviers de quartz et de quartzite. Equivalents latéraux du "Calcaire oolithique de Damigni" daté du Bajocien supérieur (feuille Alençon), ces calcaires sont tronqués au sommet par une surface d'érosion, durcie et perforée. Dans cette région, ces calcaires furent exploités pour la fabrication de la chaux et des vestiges de fours sont encore visibles.

— *A la fosse Cholet et au Bas-Roglain*, quelques affleurements montrent essentiellement des calcarénites grossières bioclastiques et oolithiques (biosparite dominante). D'épaisseur plus réduite que dans la région des Fourneaux, ces calcaires renferment surtout des Bivalves : *Myophorella* du groupe *moutierensis-flecta*, *Gervillella aviculoides*, *Entolium demissus*, et sont terminés par une surface durcie, perforée et ferruginisée, avec remplissage des fonds de perforation et des galeries par de l'argile grise appartenant aux Marnes de Bourg-le-Roi (Bathonien terminal).

(*) j₁b-2a sur la carte

● **Secteur de Moulins-le-Carbonnel**, réunissant deux affleurements seulement.

— *A la Radonnière*, les calcaires oolithiques bien triés (oosparite) et à bioclastes dispersés sont peu épais.

— *Près de la Cussonnière*, au Nord du Rocher, dans le prolongement du couloir de Gesnes-le-Gandelin, un calcaire bioclastique grossier, empâtant des graviers de quartz et de quartzites, est remonté par les labours. Des calcaires oolithiques et bioclastiques jaunâtres (oobiosparite), à passées sableuses meubles et lits riches en radioles d'Oursins, le surmontent. Cette succession carbonatée, épaisse de 2 à 3 m, se termine par un calcaire oolithique tronqué par une surface d'érosion, durcie perforée et ferruginisée.

● **Secteur d'Assé-le-Boisne — Sougé-le-Ganelon**, réparti en trois groupes d'affleurements.

— *D'Assé-le-Boisne à Sougé-le-Ganelon*, la puissance des couches carbonatées atteint une dizaine de mètres. Ce sont des calcaires à grain fin blanc crème, avec localement des oolithes calcaires très fines, comme on en voit dans les anciennes carrières situées au Nord-Est de Morte Fontaine.

A proximité du contact avec le socle paléozoïque sur lequel ils sont discordants, ces calcaires fins se chargent en graviers de quartz filonien laiteux et renferment quelques empreintes ou moules internes de Bivalves (bourg de Sougé-le-Ganelon).

Vers Assé-le-Boisne, ces faciès fins à Bivalves, plus marneux à la base, plus durs avec des silex zonés au toit, se terminent par une surface durcie, perforée et encroûtée d'Huitres. Bigot (1941) signale *Ludwigia* sp. à la partie inférieure et *Haplopleuroceras subspinatam* au sommet, Ammonites caractérisant respectivement l'Aalénien moyen et l'Aalénien supérieur. Par décalcification, ces calcaires à silex ont pu engendrer localement des argiles rougeâtres, riches en silex (cimetièrre d'Assé-le-Boisne).

Dans la moitié supérieure de la succession, les calcaires à fines oolithes débutent par un banc grossier à dragées de quartz, galets et oncolithes calcaires ; puis viennent s'ajouter aux oolithes des passées bioclastiques riches en moules de Bivalves (Gervillies, Trigonies). Bigot (1941) cite la présence du genre *Parkinsonia* du Bajocien supérieur entre le banc détritique et les lumachelles. Progressivement les oolithes se raréfient et disparaissent dans les couches sommitales à grain fin, plus compactes et localement cryoturbées. Au Nord-Est du bourg de Sougé-le-Ganelon, le sommet des calcaires à oolithes très fines, est érodé, durci et perforé, sous le Calcaire à *Montlivaltia* du Bathonien supérieur : il y a lacune du Bathonien inférieur et moyen.

— *Plus au Nord, près du hameau de Loché*, un lambeau de calcaire jurassique d'épaisseur réduite est composé de calcarénites bioclastiques grossières, riches en graviers de quartz, de calcaires oolithiques passant à des calcaires à grain fin.

— *Sur le versant méridional de la colline de Haut-Eclair*, située au Nord-Ouest de Sougé-le-Ganelon, existent des calcaires à grain fin et à silex reposant directement sur le socle, fortement masqués à l'affleurement par des colluvions de sables et graviers cénomaniens.

● **Secteur de Douillet-le-Joly — Montreuil-le-Chétif**, représenté par deux placages.

— *Les deux collines des Etricheries et de la Petite Beauce*, à l'Ouest de Douillet-le-Joly, sont couronnées par des calcaires jurassiques transgressifs sur le socle.

La succession carbonatée, puissante d'une douzaine de mètres à la Petite Beauce, débute par des calcaires à grain fin, avec graviers de roches paléozoïques et coquilles de Bivalves, surmontés par des calcaires fins à silex gris (4 m), contenant des débris de Bivalves, de Gastropodes et de Brachiopodes, recoupés par des surfaces d'usure, durcies et perforées. Cette partie inférieure représente l'Aalénien : Bigot (1941) y signale *Stomechinus germinans*, Oursin de l'Arkose d'Alençon.

A la partie supérieure se développent des calcaires oolithiques (8 m), à fines oolithes, passées bioclastiques ou décharges détritiques, sableuses ou graveleuses, riches en quartz. Dans les anciennes carrières ouvertes entre les Etricheries et le Clos Sec pour alimenter en castine la forge de Cordé, des *Parkinsonia* du Bajocien supérieur ont été récoltées à plusieurs reprises (Bigot, 1941) et Guillier (1886) a publié l'analyse chimique d'un échantillon de ces calcaires.

— *Au Nord-Est de Montreuil-le-Chétif*, des faciès analogues sont visibles entre la Noirié et le Haut-Bois d'une part, et près de la Pérauderie, d'autre part : calcaires à grain fin, avec graviers de quartz ou passées de sables quartzeux, calcaires à silex (Aalénien) ; calcaires oolithiques et bioclastiques (Bajocien supérieur).

Ainsi, ces calcaires jurassiques discordants sur le socle sont datés pour la moitié inférieure de l'Aalénien, plus ou moins complet, et pour la moitié supérieure, du Bajocien supérieur. Il y aurait lacune du Bajocien inférieur, et les calcaires à grain fin surmontant les calcaires à fines oolithes ne contiennent aucun indice de Bathonien.

j2b. **Bathonien supérieur. Marnes de Bourg-le-Roi et Calcaire à Montlivaltia.** Quelques témoins de la transgression du Bathonien supérieur coiffent les affleurements de calcaires aaléno-bajociens (j1a). Du Nord au Sud, ils montrent une variation de faciès. Quatre secteurs peuvent être distingués :

● **Secteur de la Ferrière-Bochard.**

Reconnus à l'Épinay, la Fosse-Cholet et Roglain, les dépôts du Bathonien supérieur sont essentiellement argileux, représentés par des marnes grises à Brachiopodes écrasés, alternant avec quelques bancs de calcaires argileux. Le dernier de ces bancs, à bioclastes dispersés et granules limonitiques, renferme quelques Zeilléries (*Digonella digona*) et un Nautile (*Cenoceras* sp.). Ces marnes et calcaires appartiennent au Bathonien supérieur et peuvent atteindre 2,5 à 3 m d'épaisseur. Elles rappellent le faciès des Marnes de Bourg-le-Roi connu à l'Est, sans en contenir la faune caractéristique. Elles sont surmontées par des marnes grises du Callovien inférieur (Marnes du Chevain).

● **Secteur de Moulins-le-Carbonnel**, subdivisé en deux.

— *Au Nord de la colline de la Pouplinière*, au lieu-dit la Racinière, affleurent des marnes grises et des calcaires à granules limonitiques rappelant le faciès des Marnes de Bourg-le-Roi.

— *Plus au Sud, près de la Cussonnière*, le Bathonien supérieur transgressif est constitué par une alternance de marnes et de calcaires argileux, nettement plus bioclastiques ici que dans le secteur de la Ferrière-Bochard. Un banc de calcaire argileux, bioclastique et bioturbé, avec granules limonitiques, termine cette alternance épaisse de près de 5 mètres. Prolongeant vers l'Ouest le faciès connu aux environs de Gesnes-le-Gandelin, ces couches ont livré : *Digonella digona*, *Obovothyris obovata*, *Cererithyris* sp., *Goniorhynchia* cf. *boveti*, *Rioltina triangularis*, *Plagiostoma subcardiiformis*, *Nanogyra* sp., *Apiocrinus elegans*, *Dygomalus analis*, faune typique du Bathonien supérieur (zone à Discus).

● Secteur de Sougé-le-Ganelon.

Le Bathonien supérieur n'a été reconnu dans ce secteur qu'à la faveur de travaux récents (1985) et n'a pu être figuré sur la carte. Ses dépôts ont été observés en deux points.

— *Au Nord-Est du village de Sougé-le-Ganelon* : il s'agit d'un calcaire boueux à débris coquilliers, grains de quartz et traces de bioturbation, visible sur 0,60 mètre. De couleur gris clair à crème, ce calcaire très fossilifère renferme *Oxycerites* gr. *oppei*, *Paroecotraustes* (*Paroecotraustes*) *waageni*, *Bullatimorphites* (*Treptoceras*) *microstoma*, *Homeoplanulites* sp., *Cererithyris* sp., *Nucleolites clunicularis*, *Pygomalus analis*, *Apiocrinus* sp., *Ataphrus labadyei* encroûté par le Bryozoaire *Atractosoecia incrustans*, *Spondylopecten bouillieriei*, *Oxytoma costatum*, *Catinula anliffensis*, *Pleuromya uniformis*, *Montlivaltia sarthacensis*, ... caractérisant le Calcaire à *Montlivaltia* du Bathonien supérieur, zone à *Retrocostatum*.

— *Sur le versant de la colline de Haut-Eclair*, masqué par les colluvions de sables et graviers cénomaniens : il s'agit là de marnes et de calcaires argileux.

● Secteur de Montreuil-le-Chétif.

En partie masqué par des colluvions du Cénomaniens (sables, graviers, rousards), sur le versant méridional du vallon situé entre la Pérauderie et le Petit Fourneau, ont été identifiés, trop récemment (1985) pour être cartographiés, des calcaires boueux bioclastiques beiges associés à des interlits marnes grisâtres, surmontés de calcaires à granules limonitiques (bioclastes brunâtres) et de calcaires à oolithes ferrugineuses mal classées. Ces calcaires sont très fossilifères et contiennent deux ensembles. Le premier, contenu dans les calcaires boueux et bioclastiques plus ou moins ferruginisés caractérise le Calcaire à *Montlivaltia* (Bathonien supérieur, zone à *Retrocostatum*) : *Trigonia elongata angustata*, *Vaugonia* (*Orthotrigonia*) *bergeroni*, *Spondylopecten bouillieriei*, *Chlamys vagans*, *Lopha* gr. *gregarea*, *L. costata*, *Plicatula pectinula*, *Ataphrus labadyei* encroûté par *Atractosoecia incrustans*, *Maricotrochus* sp., *Kallirhynchia* sp., *Cererithyris* sp., *Flabellothyris flabellum*, *Obovothyris obovata*, *Rioltina triangularis*, *Ripisoecia conifera*, *Nucleolites clunicularis triangularis*, *Montlivaltia sarthacensis*, *Chomatoseris orbulites*, ...

Le second ensemble est celui du calcaire à oolithes ferrugineuses, essentiellement composé de Brachiopodes (*Septaliphoria* sp., *Cererithyris fleischeri*, *Dorsoplicathyris* sp., *Dictyothyris* cf. *smithi*) et d'Oursins (*Pygonalus analis* de deux tailles) : cet assemblage rappelle celui du Banc de Pêcheseul de la Sarthe, avec condensation du Bathonien terminal (sous-zone à Discus) et de la base du Callovien inférieur.

j3a. **Callovien inférieur. Marnes du Chevain.** Au toit des calcaires argileux à granules limonitiques du Bathonien supérieur, se développent sans discontinuité majeure des marnes grises pouvant renfermer localement quelques nodules ou bancs de calcaires argileux gris, très peu fossilifères (*Pholadomya lirata*), correspondant à la base des Marnes du Chevain bien développées sur le territoire de la feuille Fresnay-sur-Sarthe.

Ces faciès terrigènes ont été reconnus :

- aux Côtes Rouges, à l'Est de la Ferrière-Bochard, sous la terrasse alluviale de Roglain, sur une épaisseur de 3 à 5 m,
- dans le prolongement du couloir de Gesnes-le-Gandelin, à la Cussonnière, et transgressifs sur le socle paléozoïque près des Aunays (8 à 10 m),
- sur la colline de Haut-Eclair, masqués par les colluvions du Cénomanién (5 m ?),
- et à l'Est de Montreuil-le-Chétif, sur les versants de la butte du Petit-Bercon (10 à 15 m).

Cette formation incomplète, tronquée par la surface d'érosion anté-crétacée, se biseaute d'Est en Ouest d'une part, et du Sud vers le Nord d'autre part, sous les dépôts cénomaniens (Argile glauconieuse à minerai de fer).

c1. **Cénomanién inférieur. Argile glauconieuse à minerai de fer.** Cette formation est bien caractérisée dans la région de Moulins-le-Carbonnel : colline de la Pouplinière (ou Gironnière sur la feuille Fresnay-sur-Sarthe) à l'Est, et les Minerais au Sud où subsistent quelques excavations envahies par la végétation.

Les talus de la route D. 150, reliant Moulins-le-Carbonnel à Hélop, permettent d'observer dans sa quasi-intégralité l'Argile glauconieuse à minerai de fer, puissante de 15 m, au lieu-dit la Pouplinière.

Transgressive sur les calcaires oolithiques ou les Marnes de Bourg-le-Roi, la partie inférieure présente plusieurs séquences de silts ou de sables fins glauconieux et micacés, ocre ou verdâtres, d'argiles glauconieuses à loupes grisâtres et de plaquettes silto-limonitiques compactes, brunâtres (strates de 10 à 20 cm), pouvant renfermer quelques empreintes de petits Bivalves.

La partie supérieure comprend des sables fins micacés, glauconieux ou non, argileux, à stratifications entrecroisées discrètes, et des bancs gréseux ferrugineux peu cimentés. Cette formation est tronquée par une surface de ravinement caractéristique de la base des Sables du Maine.

La formation est également présente dans le Petit Bercon, entre Montreuil-le-Chétif et Moitron-sur-Sarthe, mais, en raison des mauvaises conditions d'affleurements, elle a été regroupée avec la formation supérieure des Sables du Maine (c1-2).

c2. **Cénomanién inférieur à moyen. Sables du Maine.** Cet ensemble détritique repose par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur l'Argile glauconieuse à minerai de fer dans la butte de la Pouplinière — la Gironnière et la colline du Petit Bercon.

La série présente à sa base un horizon conglomératique à graviers de quartz, surmonté de sables grossiers et moyens, ocre ou vert foncé (1 m), puis

une récurrence de faciès argileux gris ou bariolés avec plaquettes ou bancs limonitiques associés à des sables fins (3,50 m). Des sables moyens argileux, ocre ou gris verdâtre, leur succèdent avec quelques intercalations d'argile bariolée et de bancs gréseux ferrugineux (8 m). Au sommet de la colline de la Poupinière, des argiles bariolées sont visibles (1,50 m à 2 m) au toit de ces sables. Cet ensemble constitue l'unité inférieure (15 m minimum).

L'unité supérieure, visible dans les carrières de la butte du Petit Bercon, est uniquement sableuse et grossière ; elle présente des faisceaux à stratification oblique aux feuilletts granoclassés, et des grès *roussards* irréguliers. De fréquentes surfaces d'érosion tronquent ces faisceaux et sont surmontés de lits de galets ou de graviers de quartz et de grès paléozoïques.

Cette unité supérieure repose directement sur la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids, par l'intermédiaire de poches de galets hétérométriques (5 à 20 m) et de graviers de quartz et de quartzites au sommet de la colline de Saint-Laurent (la Paire) au Sud-Ouest de Saint-Céneri-le-Gérei. Les sables qui leur succèdent sont grossiers ou graveleux, renfermant de nombreuses dalles de grès à ciment ferrugineux (*roussards*). De tels faciès sableux à *roussards* sont également présents dans les collines du Grand Coslin (à l'Est de Saint-Léonard-des-Bois) et de la Lortière (à l'Ouest de cette même localité).

Les sables fins micacés, à récurrence de faciès argileux avec plaquettes limonitiques, reposant sur la granodiorite altérée constituent les premiers niveaux des Sables du Maine dans Moulins-le-Carbonnel (secteurs nord et est). Des faciès semblables sont également présents à la base des collines de la Ferrière-Bochard ; mais il n'est pas possible actuellement de préciser leur appartenance à la formation de l'Argile à minerai de fer ou à l'unité inférieure des Sables du Maine, en raison de mauvaises conditions d'affleurement et des nombreuses colluvions superficielles de sables et graviers provenant de l'unité supérieure.

Formations superficielles et cénozoïques

p. Sables, graviers et galets roulés attribués au Pliocène. Des galets roulés de quartz blanc sont disséminés à la base des formations superficielles recouvrant le synclinal de Villaines-la-Juhel. La minceur et la dispersion de ce niveau n'en justifient généralement pas leur cartographie, excepté en deux endroits. Un témoin se situe dans la tranchée de chemin de fer au Nord-Est de Loupfougères. L'autre témoin est visible à mi-chemin entre Villaines-la-Juhel et Javron, dans une carrière située dans l'angle nord-ouest du carrefour des routes D. 13 et D. 256 (lieu-dit de la ferme de l'Abbaye, cote 224 m) : au-dessus des bancs verticaux et altérés du Grès armoricain, repose une assise de sables et de galets localement cimentés en un conglomérat ferrugineux et surmontés de minces horizons d'argiles grises ou blanches (Cl. Klein, 1973). L'attribution au Pliocène n'est que partiellement justifiée par la comparaison avec les "Sables et galets" d'Aron ou de Champéon, situés à une quinzaine de kilomètres à l'Ouest.

A. Altérites rubéfiées sur la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids. Les arènes de la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids, entre la Ferrière-Bochard et le Sud de Moulins-le-Carbonnel, donnent lieu à une rubéfaction intense, coïncidant avec l'extension des argiles à minerai de fer et des sables cénomaniens. La rubéfaction, d'âge tertiaire, s'est donc réalisée sous couverture de ces sables.

F. Formations alluviales. Six formations alluviales étagées, formant terrasses, bordent la rivière la Sarthe dans la partie orientale de la feuille Villaines-la-Juhel, entre Mieuxcé (feuille Fresnay-sur-Sarthe), Moulins-le-Carbonnel et Douillet-le-Joly, Fresnay-sur-Sarthe.

Les altitudes relatives (moyennes) au lit majeur actuel de la Sarthe permettent de les distinguer, essentiellement entre Saint-Léonard-des-Bois et Douillet-le-Joly où les méandres sont très accentués :

Fv	:	formation alluviale de 40-45 m	:	très haute terrasse
Fv-w	:	formation alluviale de 30-35 m	:	h a u t e - t e r r a s s e intermédiaire
Fw	:	formation alluviale de 25-30 m	:	haute-terrasse
Fw-x	:	formation alluviale de 20-25 m	:	terrasse intermédiaire
Fx	:	formation alluviale de 10-15 m	:	moyenne terrasse
Fy	:	formation alluviale de 2-5 m	:	basse terrasse
Fz	:	alluvions actuelles.		

D'après le cortège pétrographique des alluvions, il est possible de distinguer deux domaines :

— de *Mieuxcé au Gué de Moulins-le-Carbonnel* : la haute-terrasse Fw de Roglain, épaisse de 4 à 5 m, et la terrasse intermédiaire Fw-x du Pont et du Haras du But (rive droite de la Sarthe) renferment des lits irréguliers lenticulaires de galets et de graviers, alternant avec des niveaux sablo-argileux pouvant atteindre 1 à 2 mètres. Les galets et les graviers sont composés essentiellement de silex cariés (cherts-gaizes), silex blonds et roux, quartz laiteux, quelques grès ferrugineux (*roussards*), quartzites paléozoïques et rares fragments de granite altéré. La matrice et les niveaux argilo-sableux sont constitués de sables grossiers ocre à roux, parfois très glauconieux, et d'argiles sableuses verdâtres, micacées, provenant du remaniement de couches albocénomaniennes en amont. Plus en aval, la terrasse intermédiaire (l'Angerie, le Cormier, les Gaultiers) s'enrichit en galets paléozoïques (quartz laiteux dominants, grès et quartzites) et grès *roussards* ou plaquettes ferrugineuses, éléments issus essentiellement du massif d'Héloup d'une part et des collines cénomaniennes proches d'autre part (la Ferrière-Bochard, Moulins-le-Carbonnel). Ces terrasses montrent que le cours de la Sarthe a divagué au cours du Quaternaire, décrivant des méandres entre le massif d'Héloup et la granodiorite au pied de Moulins-le-Carbonnel (les deux plus hautes terrasses sont absentes dans ce secteur). Dès le Gué de Moulins, le cours de la Sarthe devient très encaissé et, jusqu'à Saint-Léonard-des-Bois, la vallée est dépourvue de terrasse ;

— de *Saint-Léonard-des-Bois (Pont de la Folie) à la Grande Courbe de Douillet-le-Joly* : les alluvions sont, dans ce secteur, composées essentiellement de blocs, galets et graviers de grès et de quartzites paléozoïques dominants, de quartz laiteux, de roches volcano-sédimentaires, issus du Cambro-Silurien local, associés à quelques silex et *roussards*. Ces cailloutis d'épaisseur très variable alternent avec des sables argileux grossiers roux. L'épaisseur de ces formations alluviales excède rarement 5 m et il s'agit, le plus souvent, de placages pour la très haute terrasse Fv. Le cours de la Sarthe a divagué de nouveau, décrivant de vastes méandres en aval du Pont de la Folie, reposant sur un sous-sol propice (Schistes briovériens). En l'absence de contenu paléontologique, il est difficile de dater ces formations alluviales ; la terrasse Fy correspond à la glaciation wurmienne ; Fx et Fw-x sont probablement rissiennes. Les alluvions actuelles Fz, de fond de vallées, consistent surtout en

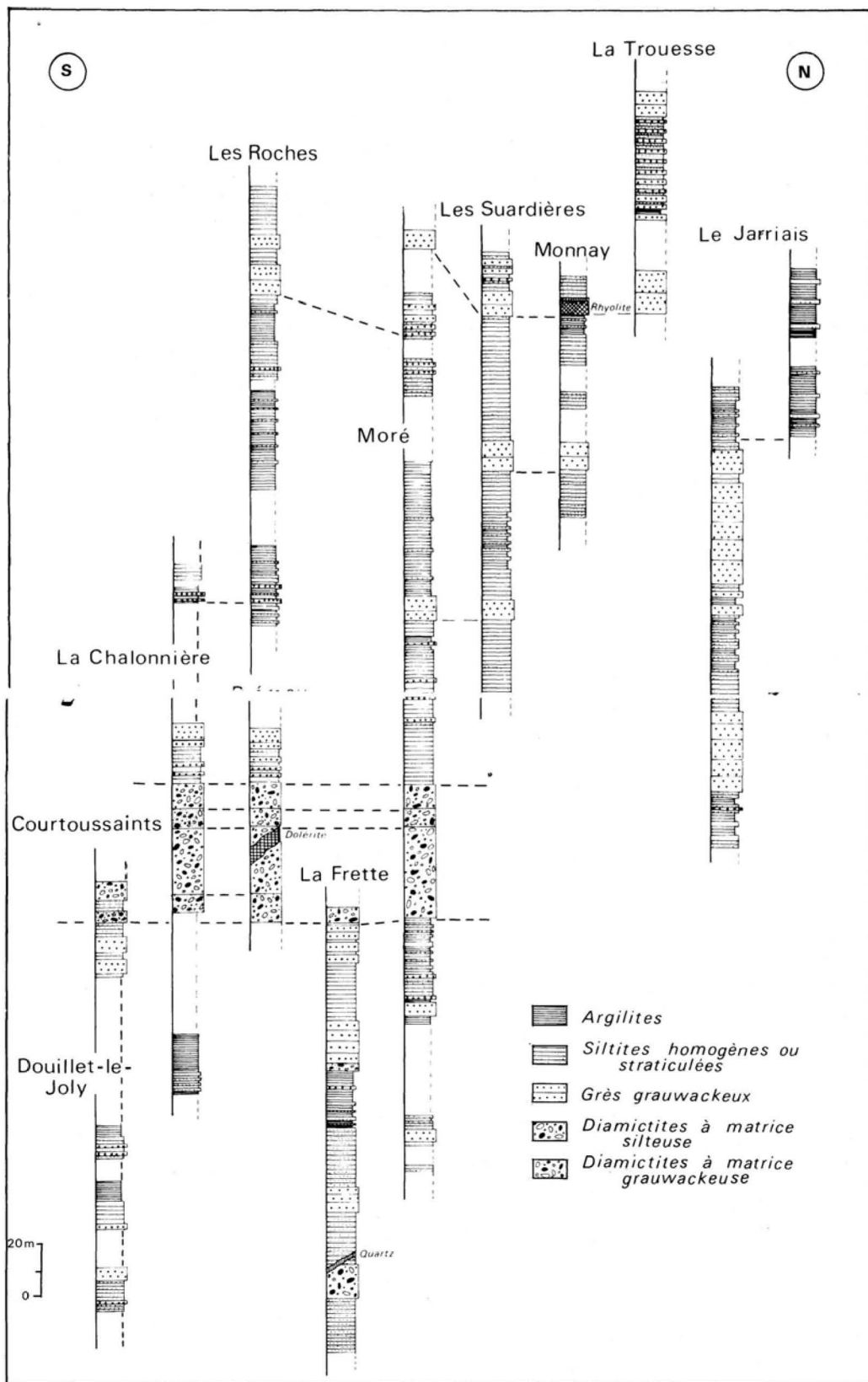


Fig. 1 - Succession lithostratigraphique du Briovérien du Pays de Gaultier

limons argileux, souvent sableux et glauconieux (secteur de Mieuxcé — Moulins). Elles peuvent masquer la partie basse des alluvions anciennes Fy de la basse-terrasse de la Sarthe (zones inondables) : méandres du Pont de la Folie, du Gué Ory, des Suardières, de la Blanchère, de Chanteloup...

S. Glacis pierreux de solifluxion. Des dépôts très hétérométriques, issus de la gélifraction wurmienne flanquent la plupart des barres gréseuses paléozoïques, notamment au Nord de la corniche de Pail et au Nord de Gesvres. Afin de rendre compte de l'imbrication des écailles de Paléozoïque, les éboulis de solifluxion n'ont pas été représentés entre Villaines-la-Juhel et Saint-Léonard-des-Bois. Dans cette dernière localité, des éboulis à pente très raide et constitués de blocs de Grès armoricain sont dépourvus de végétation (les *pierrés*).

C2. Colluvions issues de la solifluxion des Sables du Maine. Des remaniements des Sables du Maine par solifluxion sont observés autour du placage de la Ferrière-Bochard.

CF. Colluvions issues de la solifluxion des terrasses fluviales. La distinction de ce type de colluvions est un essai ayant pour but de mettre en évidence les différentes terrasses de la Sarthe.

C. Colluvions argileuses de versant. Mises en place par solifluxion et ruissellement au cours du Quaternaire, ces colluvions fines tapissent les versants à pente faible et les fonds de vallée avoisinants.

LP. Limons argileux indifférenciés. Ces limons sont peu développés sur le territoire de cette carte : limons des plateaux, bruns, fins et argileux, répartis en quelques placages au Sud-Est ; les limons d'altération des ampélites du synclinal de Villaines-la-Juhel n'ont pas été représentés, afin de ne pas masquer l'extension de la formation silurienne sous-jacente.

X. Dépôts anthropiques. Les terrils parfois étendus des anciennes ardoisières dans le Briovérien méritent d'être représentés avec cette notation particulière : ardoisières de Chattemoue et rive gauche de la Vaudelle, entre Saint-Mars-du-Désert et Saint-Georges-le-Gaultier.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Γ_{b3}, Γ_{b3i}. **Thermométamorphisme cadomien des faciès briovériens.** Au contact des granodiorites d'Izé et de Saint-Pierre-des-Nids, les formations briovériennes subissent un thermométamorphisme qui se solde par le développement d'une ceinture de schistes tachetés et de cornéennes. Au Sud de la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids, des schistes tachetés s'observent très ponctuellement au voisinage du cimetière de Gesvres. A l'Est de cette ville, entre la Coupardière et le Déluge, le manque d'affleurement laisse un doute sur le prolongement oriental de la ceinture métamorphique, d'autant que dans l'exploitation de la Gombaudière, les bancs de Grès armoricain reposent en discordance sur des siltites briovériennes, certes rubéfiées, mais non métamorphiques. La présence d'un contact anormal jalonnant la bordure méridionale du massif de Saint-Pierre-des-Nids et qui occasionnerait la suppression de l'auréole thermique reste donc envisageable. Autour du batholite d'Izé, la ceinture de schistes tachetés et de cornéennes atteint son extension maximum (2 km) au Sud-Est du massif. Au Nord, par contre, des phénomènes tectoniques entraînent sa réduction, voire sa disparition totale

(entre la Gravelle et le Nord de Coullion). Les meilleures observations des différents faciès métamorphiques se feront à l'Est du massif (cluse de la Vaudelle et secteur de Vaurimboeuf à la Biochère) ainsi qu'à l'Ouest, au voisinage de Bais, où deux horizons de schistes à galets métamorphiques ont été reconnus (Γ_{b3}).

● **Schistes tachetés.** La limite cartographique externe de l'auréole métamorphique matérialise l'apparition, dans les niveaux d'argilites et de siltites, de petites taches millimétriques très allongées. Au microscope, ces taches se révèlent être des blastes de cordiérite pinitisée, contenus dans une trame orientée de séricite et de chlorite. L'intense déformation des blastes dans les plans de la schistosité indique clairement leur caractère anté-schisteux.

● **Cornéennes à cordiérite.** L'entrée dans la ceinture interne de métamorphisme se marque par le développement des cornéennes, roches entièrement recristallisées, dépourvues de schistosité et qui offrent un aspect rubané soulignant leur litage sédimentaire originel. Les cornéennes possèdent une texture granoblastique polygonale composée d'un assemblage de quartz en mosaïque, de feldspaths, de biotites brunes bien pléochroïques et de cordiérites pinitisées en plages informes. Des lamelles de muscovite tardive se développent aux dépens des cordiérites ; la chlorite a totalement disparu.

L'étroitesse de la ceinture de cornéennes n'a généralement pas permis son expression cartographique, exception faite de la bordure sud-est du batholite d'Izé depuis la cluse de la Vaudelle jusqu'au bois de la Moussaye.

Γ_{ki} . **Méta-ignimbrite à foliation cataclastique (auréole thermique du leucogranite d'Alençon).** Dans l'angle nord-est de la carte, à l'Est de la Ferrière-Bochard (la Pavardière), des travaux de terrassement ont mis à jour une roche volcanique porphyrique, affectée d'une foliation cataclastique. L'analyse microscopique révèle des phénocristaux de quartz automorphes à golfes de corrosion, dissociés en clastes anguleux, des orthoses perthitiques et des biotites dilacérées en amas flexueux. Des fragments de laves microlitiques plagioclasiques se rencontrent dans la mésostase entièrement recristallisée. Cette volcanite acide se relie aux épanchements ignimbritiques relevés plus à l'Est dans le massif d'Hélop (Frenay-sur-Sarthe à 1/50 000). Le développement, au sein des recristallisations, de petites biotites brun-vert, traduit sans doute l'effet d'un léger thermométamorphisme occasionné par l'intrusion du leucogranite hercynien d'Alençon (feuilles Alençon et Frenay-sur-Sarthe à 1/50 000).

ROCHES PLUTONIQUES

γ_4 . **Granodiorite cadomienne à cordiérite.** Une grande superficie du territoire de la carte Villaines-la-Juhel est occupée par deux massifs de granodiorite à cordiérite : le massif de Saint-Pierre-des-Nids situé dans le quart nord-est et le massif d'Izé dans l'angle sud-ouest. Ces deux batholites, logés en périphérie du vaste domaine mancennien, appartiennent au cycle des intrusions granitiques tardi-cadomiennes, datées à 540 ± 10 Ma (méthode U/Pb sur monazite ; P. Pasteels et F. Doré, 1982).

L'âge antérieurement admis (617 ± 12 Ma ; M. Jonin et P. Vidal, 1975) repose sur une isochrone de roches totales qui pourrait être composite (M. Jonin, 1981). Des minéraux du massif de Saint-Pierre-des-Nids avaient également fourni des âges à 340-390 Ma (méthode K/Ar sur biotite et orthose,

F. Leutwein *et al.*, 1968), le rajeunissement étant imputable à l'intrusion hercynienne du granite d'Alençon.

Le massif de Saint-Pierre-des-Nids, anciennement "granite de la Poôté", est limité sur son contact ouest par une importante dislocation, jalonnée d'une zone de mylonitisation intense (Boulay-les-Ifs). Cette zone de déformation laminaire se suit dans la partie septentrionale où elle s'atténue. Alors qu'à l'Est, les contours du massif se perdent sous les formations secondaires et les terrasses de la Sarthe, au Sud le batholite perce les sédiments briovériens de Gesvres avant d'être recouvert par la transgression ordovicienne du flanc nord du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois.

Le massif d'Izé, étendu en direction NW - SE, est encaissé dans les schistes et les grauwackes briovériens qu'il métamorphose en une étroite ceinture de schistes tachetés et de cornéennes. Sa limite nord coïncide avec la trace de l'accident majeur de Villaines-la-Juhel dont le passage occasionne le développement d'une large bande de mylonites. Les dépôts transgressifs de la base du Cambrien reposent en discordance sur le versant méridional du massif (Sillé-le-Guillaume, 1/50 000).

Le type pétrographique constituant le corps des deux batholites est une granodiorite de teinte gris bleuté, à grain moyen, légèrement porphyroïde, parsemée de petites taches sombres qui représentent les résidus des cordiérites. En moyenne, les cristaux se répartissent en : quartz sub-automorphes (30 %), orthoses perthitiques en grandes plages xénomorphes (18 %), plagioclases (An 30 %) en individus automorphes séricitisés (26 %), biotites chloritisées (9 %), muscovites en gerbes développées aux dépens des feldspaths et de la cordiérite (7 %), cordiérites totalement pinitisées (8 %), minéraux accessoires (2 %). Les enclaves, peu nombreuses, relèvent de trois types : enclaves de cornéennes à contours nets et de taille très variable, enclaves surmicacées à bordures floues et petites enclaves microgrenues à limites assez franches.

Par rapport au type pétrographique moyen, les principales variations portent sur l'individualisation d'un faciès de bordure, exprimé au Sud du massif de Saint-Pierre-des-Nids. Il s'agit d'une roche à grain fin ou moyen, à grands cristaux de plagioclases, quartz automorphes et cordiérites phyllitisées, contenus dans une trame finement grenue associant petites tablettes de plagioclases, quartz et feldspath potassique en édifices micrographiques, biotites chloritisées et muscovites en petites houppes. Des baguettes de tourmaline bleu-vert se joignent aux minéraux précédents, surtout le long de la vallée de l'Ornette entre Champrousier et Montaigu, ainsi qu'à Saint-Cénéri-le-Gérei dans les escarpements dominant la Sarthe (γ^4 en surcharge sur la carte). En outre, certains faciès envahis de micropegmatites confinent à de véritables granophyres (γ^4 ; la Haute Roche à l'Est de Saint-Cénéri).

Le développement d'une foliation cataclastique ($m\gamma^4$ en surcharge sur la carte) s'observe nettement à l'Ouest et au Nord du massif de Saint-Pierre-des-Nids (Boulay-les-Ifs, la Galasière, la Moussardière, le Feugast, la Blardière) ainsi qu'au Nord du massif d'Izé (Coullion, la Fosse, la Gravelle). Tous les stades de déformation existent, depuis une ébauche discrète, seule visible au microscope, jusqu'à l'acquisition d'une texture laminaire où s'individualisent des lits séricto-chloriteux et quartzeux qui se moulent sur des clastes feldspathiques. Les structures de la cataclase ressortent clairement à l'observation microscopique : quartz à extinction onduleuse atteignant le seuil de rupture par microgranulation et isolement de rubans, plagioclases tordus ou brisés re-

soudés par du quartz, feldspaths potassiques éclatés en mortier, biotites fortement chloritisées et microplissées.

Si l'analyse chimique de la granodiorite d'Izé (tableau 1, AC 15 ; la Méria-zière) ne diffère pas des compositions moyennes des autres plutons mancelliens (par exemple de celles de la granodiorite de Vire ; M. Jonin, 1981), par contre, l'analyse réalisée sur un des termes du massif de Saint-Pierre-des-Nids (tableau 1, AC 16 ; Sarthon) accuse un caractère nettement plus acide et alcalin, reflétant le cachet granophyrique du faciès de bordure.

ROCHES VOLCANIQUES

Complexe volcanique interstratifié dans les sédiments cambriens

Ce complexe appartient à la province volcanique du Maine qui s'allonge au bord sud-est de la Mancellia, depuis le Nord du massif d'Ecouves (Argentan, 1/50 000) jusqu'au synclinal de la Charnie (Evron, 1/50 000), soit sur environ 150 km de long et 70 de large. L'activité volcanique s'exerce au cours de la période cambrienne, lors de plusieurs phases paroxysmales qui rejettent essentiellement des ignimbrites et des pyroclastites à chimisme acide, associées à des laves calco-alcalines s'ordonnant selon une suite de termes andésitique, dacitique et rhyolitique (J. Le Gall *et al.*, 1975 ; J. Le Gall et B. Cabanis, 1985).

Sur le territoire de la carte Villaines-la-Juhel, les volcanites constituent de puissants ensembles, interstratifiés dans les sédiments cambriens de faible bathymétrie, entre le sommet de la formation des Schistes et calcaires et la base de la formation des Psammites de Sillé. Les phases paroxysmales, contemporaines du dépôt des Grès de Sainte-Suzanne, pourraient, à titre d'hypothèse, être rapportées au Cambrien moyen par analogie avec les émissions acides de Vendée ou du Choletais.

● **Dans l'extrémité nord-orientale des Coëvrons**, une seule phase volcanique principale se décèle, synchrone de la phase paroxysmale qui intéresse le secteur ouest du synclinal (carrière de Voutré, Sillé-le-Guillaume à 1/50 000). Elle rejette ici quelques mètres de cendres à pisolithes volcaniques recouvrant le toit des Grès de Sainte-Suzanne (petite carrière au Nord-Est de l'église de Montreuil-le-Chétif). Un témoin d'une émission volcanique précoce existe également au Nord de Montreuil-le-Chétif, sous la forme d'ignimbrites flammees à texture vitroclastique, épanchées sous les Grès de Sainte-Suzanne.

● Plusieurs épisodes volcaniques affectent le **massif d'Assé-le-Boisne**, entre cette ville et la cluse de la Sarthe, au Sud de Saint-Léonard-des-Bois. Ils correspondent à ceux reconnus plus à l'Est, sur le territoire de la carte Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000.

Des venues hypovolcaniques, injectées dans la formation des Poudingues et arkoses (rhyolite fluidale aphyrique, le Rocher) et la formation des Schistes et calcaires (rhyolite porphyrique en sills au Nord de Saint-Paul-le-Gaultier et en dyke au Pont de la Folie), alimentent en partie les émissions aériennes, contemporaines de la sédimentation des Grès de Sainte-Suzanne. Ces derniers sont répartis en trois barres qui séparent deux corps éruptifs principaux. Le premier se compose de matériaux acides, rhyolites, rhyolites ignimbrtiques et ignimbrites (Assé-le-Boisne ville ; Sud du ruisseau de l'Étang Durand), accompagnés de quelques laves rhyo-dacitiques (la Courcière au Nord d'Assé-

TABLEAU 1 - ANALYSES CHIMIQUES

	AC 1	AC 2	AC 3	AC 4	AC 5	AC 6	AC 7	AC 8	AC 9	AC 10	AC 11	AC 12	AC 13	AC 14	AC 15	AC 16
	820	872	870	840'	868	1272C	834	1224D	1261C	1263B	826	876	1230F	1262E	S 22	P 4
SiO ₂	78,15	74,00	74,80	72,94	74,20	71,71	64,05	66,10	64,78	62,56	53,27	57,83	56,25	52,52	67,70	71,50
Al ₂ O ₃	11,09	12,85	12,20	13,55	13,25	13,34	14,56	16,50	14,94	15,30	19,61	18,28	17,90	19,35	15,10	14,25
Fe ₂ O ₃	1,38	0,30	1,60	2,84	0,70	2,72	7,79	3,60	8,03	6,94	8,76	6,33	6,90	3,25	5,35	2,58
FeO	*	2,50	2,10	*	1,30	*	*	*	*	1,90	*	*	*	3,88	*	*
MnO	< 0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,06	0,12	0,04	0,13	0,075	0,11	0,07	0,121	0,157	0,05	0,03
MgO	0,30	0,40	0,35	1,08	0,55	0,82	0,63	1,93	0,38	0,38	4,66	3,49	2,75	4,14	1,77	0,48
CaO	0,29	0,60	0,35	0,41	0,25	0,78	1,45	2,58	1,51	2,06	2,80	2,23	2,62	6,41	0,61	0,60
Na ₂ O	3,32	3,70	4,45	3,73	4,40	3,56	5,13	5,27	4,33	3,82	3,99	5,60	4,24	4,98	2,43	3,38
K ₂ O	3,54	4,30	3,20	3,30	4,05	3,20	2,76	0,58	2,08	3,57	2,98	1,00	2,99	0,02	3,68	4,73
TiO ₂	0,11	0,21	0,25	0,38	0,25	0,27	0,54	0,69	0,58	0,61	1,30	1,01	1,12	1,35	0,77	0,20
P ₂ O ₅	< 0,10	0,07	0,08	n.d.	0,08	0,01	0,17	n.d.	0,18	0,23	0,21	0,18	n.d.	0,16	n.d.	0,55
CO ₂																
H ₂ O +	0,77	0,45	0,65		0,75		1,32	2,19		1,24	3,72		2,77	3,00	2,05	0,92
H ₂ O -	0,10	0,60	0,05		0,10		0,17	0,29		0,08	0,23		0,632	0,11	0,06	0,12
PF				1,84		2,94			2,31			3,09				
Total	99,10	100,02	100,10	100,12	99,91	99,41	98,69	99,77	99,25	98,77	101,64	99,11	98,25	99,33	99,57	99,88

FeO* : fer total dosé sous forme Fe2O3

n.d. : non déterminé

AC 1 : Rhyolite (Pont de la Folie ; Sud de Saint-Léonard-des-Bois)
 AC 2 : Rhyolite (ruisseau de Doucelles)
 AC 3 : Rhyolite ignimbritique (ruisseau de Doucelles)
 AC 4 : Ignimbrite (Merdereau, rive gauche ; Est du Moulin à Papier)
 AC 5 : Ignimbrite (ruisseau de Doucelles)
 AC 6 : Ignimbrite (Merdereau, rive droite ; les Saussais)
 AC 7 : Dacite (Merdereau, rive gauche ; Est de Bel Air)
 AC 8 : Dacite (ruisseau de l'Etang Durand)

AC 9 : Dacite (Merdereau, rive droite ; Nord-Est de Chaumon)
 AC 10 : Dacite (Nord de Chaumon)
 AC 11 : Brèche andésitique (Sarthe, rive gauche ; Sud de Saint-Léonard-des-Bois)
 AC 12 : Andésite (Sud-Ouest du Petit Coslin)
 AC 13 : Andésite (Sarthe, rive droite ; Sud de Saint-Léonard-des-Bois)
 AC 14 : Andésite (Merdereau, rive gauche ; Bel Air)
 AC 15 : Granodiorite d'Zé (la Mériaizière ; Est de Saint-Thomas-de-Courceriers)
 AC 16 : Granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids (Nord de Saint-Céneri-le-Gérei).

Analyses 1, 7, 11 Institut de géologie de Rennes ; analyses 2, 3, 5 Laboratoire de chimie du B.R.G.M. ; analyses 4, 6, 9, 12 C.R.P.G. Nancy ; analyses 8, 10, 13, 14, Centre de géomorphologie, C.N.R.S., Caen ; analyses 15, 16 in Jonin (1981).

le-Boisne) et de brèches (le Fresne). Quelques strates volcano-sédimentaires terminent ce premier épisode (cluse de la Sarthe). La seconde phase paroxysmale met en place de puissantes nappes ignimbritiques (Nord des Coslins et secteur d'Aubigné) et un complexe lavique, entaillé par la Sarthe, comportant des laves et des brèches andésitiques et des laves dacitiques. La succession cambrienne se termine, dans cette partie ouest du massif d'Assé-le-Boisne, par une dernière barre de Grès de Sainte-Suzanne en contact anormal avec le socle cadomien allochtone de Saint-Léonard-des-Bois.

● Au Sud-Est de Moulins-le-Carbonnel, des volcanites acides prolongent celles affleurant à l'Est, dans le **massif d'Héloup** (feuille Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000). Elles se composent d'ignimbrites foliées (Sud-Est des Croix) et d'intercalations de cinérites dans les Grès de Sainte-Suzanne (ancienne carrière au Sud de la Louverie). Enfin, un témoin isolé d'ignimbrite cataclastique existe au Nord (la Pavardière près de la Ferrière-Bochard) où l'influence thermique du leucogranite d'Alençon se décèle encore.

● **Dans le massif de Pail**, l'activité volcanique se concentre d'une part dans la vallée du Merdereau à l'Est d'Averton et d'autre part en forêt de Pail jusqu'à l'Est de Villaines-la-Juhel.

— La *vallée du Merdereau* entame deux puissants édifices volcaniques composites, contemporains des Grès de Sainte-Suzanne. Outre ces matériaux émis lors de manifestations aériennes, des filons acides recoupernt la formation des Schistes et calcaires à la Nommée et au Nord de cette ferme. L'activité volcanique majeure se déclenche après le dépôt de la première barre de Grès de Sainte-Suzanne bien qu'une nappe ignimbritique s'y soit déjà épanchée (bois du Clos). Les éruptions s'annoncent par des horizons volcano-sédimentaires, vite recouverts de laves fluidales aphanitiques de nature dacitique (Chaumon), elles-mêmes enfouies sous des projections de tufs et de cendres à pisolithes volcaniques (moulin du Cormier, au Nord de Chaumon).

De nouvelles coulées de laves à chimisme andésitique et dacitique (Bel Air) terminent ce premier cycle éruptif. La deuxième activité volcanique débute par une phase essentiellement pyroclastique qui suit la mise en place de la seconde barre de Grès de Sainte-Suzanne et qui rejette des tufs et des brèches admettant quelques minces intercalations de laves acides (départementale 268 au Nord de Bel Air). Elle se prolonge par le dépôt d'épaisses nappes ignimbritiques, bien exposées le long du Merdereau à l'Est du Moulin à Papier. En ce dernier lieu, une nouvelle activité pyroclastique s'observe, sous forme de brèches, tufs et cinérites à fragments ponceux. Elle est suivie d'épanchements rhyolitiques et dacitiques qui précèdent le retour à la sédimentation marine des Psammites de Sillé.

— En *forêt de Pail*, la complexité tectonique et la médiocrité des affleurements ne permettent pas d'établir une chronologie des éruptions. L'essentiel des matériaux volcaniques est représenté par des ignimbrites (la Pyramide ; la Croix Verte) accompagnées de quelques brèches (les Quatre Gardes) et de laves andésitiques (les Bordeaux). Ces volcanites se suivent à l'Ouest de la forêt de Pail jusqu'à Launay où elles disparaissent au contact de l'accident majeur de Villaines-la-Juhel. Elles sont toujours étroitement associées à la sédimentation des Grès de Sainte-Suzanne, comme en témoigne l'ancienne exploitation au Nord des Perles, dite carrière des Roches, où les bancs de quartzites mêlés de tuffites, émergent au sein d'un complexe de laves (rhyolite, dacite), de projections (tufs et brèches) et d'ignimbrites.

Produits de l'activité volcanique

Volcanoclastites acides

Dans la mesure du possible, la terminologie des volcanoclastites cartographiées est conforme à celle préconisée par les règles internationales de l'I.U.G.S. (R. Schmid, 1981). Lorsque ces roches renferment plus de 75 % d'éléments pyroclastiques, il s'agira de pyroclastites (*s.s.*) subdivisées en fonction de leur granulométrie en cinérites (grain moyen inférieur à 2 mm), tufs ou tufs de lapilli (grain moyen compris entre 2 et 64 mm) et brèche (grain moyen excédant 64 mm). Les volcanoclastites composées d'un mélange d'éléments pyroclastiques (de 25 à 75 %) et d'éléments épyclastiques prennent le nom de tuffites et, compte tenu de leur granulométrie, se répartissent en argilite, siltite, grès et conglomérat tufacés.

k ptf. Cinérites et tufs. Les *cinérites* sont des roches à grain fin, d'aspect siliceux, grises ou verdâtres, qui renferment parfois des horizons à pisolithes volcaniques, preuve du caractère aérien des éruptions (petite carrière au Nord-Est de Montreuil-le-Chétif dans les Coëvrons ; moulin du Cormier au Nord de Chaumon dans le massif de Pail).

Les *tufs* ou *tufs de lapilli* accompagnent les cinérites et les brèches dans les ensembles pyroclastiques. Ces termes, grossièrement granoclassés, ne montrent pas de remaniement par l'eau. Ils renferment des éléments généralement variés à l'exemple des faciès entamés par la route départementale 268, au Nord de la vallée du Merdereau. On y observe : laves andésitiques microlitiques à mésostase chloriteuse, laves hyalomicrolitiques dacitiques, laves acides dévitrifiées, ignimbrites, fragments cinéritiques et sédimentaires (siltite cambrienne et grauwacke briovérienne). A l'opposé, certains horizons de tufs se chargent préférentiellement en une catégorie d'éléments : tufs à fragments microlitiques (Bel Air, rive gauche du Merdereau) ou tufs ponceux (Moulin à Papier).

k pbr. Brèches. Les passées bréchiennes arment certains édifices pyroclastiques comme ceux du massif d'Assé-le-Boisne (le Fresne) ou de la forêt de Pail, au Nord de la seconde barre de Grès de Sainte-Suzanne en rive gauche du Merdereau. Les éléments rencontrés sont identiques à ceux décrits dans les tufs. En outre, certaines brèches monogéniques à fragments de laves andésitiques, interprétées comme des brèches d'intrusion, seront traitées avec les laves correspondantes.

k pvs. Volcano-sédimentaire (tuffites). Les horizons de tuffites naissent lors du démantèlement des ensembles volcaniques, ou au cours de projections directes en milieu aquatique. Ils s'observent souvent dans les couches de passage entre les barres de Grès de Sainte-Suzanne et les volcanites. Un bel exemple se situe en rive gauche de la Sarthe, dans la dépression séparant le sommet des nappes ignimbritiques du premier épisode volcanique et la seconde barre de Grès de Sainte-Suzanne. Les strates volcano-sédimentaires s'y composent d'alternances de grès et de siltites tufacés qui évoluent progressivement vers des grès feldspathiques à minces récurrences de tuffites. D'autres exemples existent dans le massif de Pail, en rive gauche du Merdereau (Nord de Bel Air), ou dans l'ancienne carrière de Grès de Sainte-Suzanne au Nord de l'étang des Perles.

Laves acides et intermédiaires

● Laves acides

Les laves acides offrent une parfaite identité chimico-minéralogique et seules les textures de la mésostase et la morphologie des cristaux permettent de les scinder en trois faciès principaux : ignimbrite, rhyolite ignimbritique et rhyolite.

L'examen minéralogique révèle que tous ces termes ont subi d'importantes modifications secondaires portant aussi bien sur la phase phénocristalline que sur la mésostase. La paragenèse primaire se compose d'un assemblage de phénocristaux de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases, de biotites et de minéraux accessoires. Les transformations minéralogiques se traduisent par l'acquisition de paragenèses de basse température : les feldspaths potassiques appartiennent à la série orthose — microcline maximum et montrent une albitisation plus ou moins intense marquée par le développement de perthites de remplacement ; les plagioclases se rangent dans la série de basse température albite — oligoclase et renferment quelquefois des granules d'épidote ; les ferro-magnésiens sont chloritisés ; enfin, la mésostase, toujours dévitrifiée, contient des minéraux de néoformation (paragonite, chlorite, épidote).

Les 6 analyses chimiques, AC 1 à AC 6 (tableau 1), soulignent le caractère strictement rhyolitique ($\text{SiO}_2 > 68\%$) des termes acides qui, par ailleurs, renferment environ de 7 à 8 % d'alcalins, répartis également entre le sodium et le potassium. Les teneurs en MgO et CaO n'excèdent pas 1 % ; celles en fer total s'établissent autour de 2 à 3 %. Les pourcentages en Al_2O_3 décroissent, de 14 à 11 % environ, en fonction de l'augmentation de la teneur en SiO_2 .

ki. Ignimbrite. Ces roches porphyriques contiennent des loupes allongées, flexueuses, de dimension variable (les flammes) et de nombreuses enclaves : laves, cinérites, tuffites et roches sédimentaires. Au microscope, les phénocristaux montrent une facture pyroclastique avec des quartz et des feldspaths éclatés, en fragments dissociés. Lorsque la dévitrification ne l'efface pas totalement, une texture vitroclastique, soudée ou non, s'observe dans la mésostase, tandis que les flammes correspondent généralement à des verres chloriteux encore vésiculés. Les plus belles textures conservées se rencontrent au sein des nappes ignimbritiques des Coëvrons (Nord de Montreuil-le-Chétif) et du massif de Pail, le long du Merdereau (nappe intercalée dans la première barre de Grès de Sainte-Suzanne et nappes épanchées à l'Est du Moulin à Papier).

kiρ. Rhyolite ignimbritique. Ces volcanites se distinguent des ignimbrites par le degré d'évolution de la mésostase dans laquelle la vésiculation demeure discrète. Un rubanement discontinu s'ébauche parfois, provoqué par la coalescence des vésicules (pseudo-fluidalité). Les phénocristaux de quartz et de feldspaths, automorphes, exhibent de nombreuses cassures, mais ne sont pas ou peu dissociés en multiples fragments. Ces faciès s'observent soit dans les complexes hypovolcaniques (sills au Nord de la Nommée en forêt de Pail), soit en association avec des nappes ignimbritiques de surface comme dans celles du ruisseau des Doucelles au Sud de cette ferme (massif d'Assé-le-Boisne).

kρ. Rhyolite. Les rhyolites correspondent aux termes acides les plus vitreux à l'origine, bien que la mésostase soit toujours entièrement dévitrifiée en un fond micro-cristallin felsitique ou en une mosaïque quartzo-feldspathique plus

largement recristallisée. Dans cette mésostase, où la dévitrification épargne quelquefois d'anciennes textures perlitiques, baignent des phénocristaux automorphes voisinant avec de rares enclaves. Les rhyolites forment de nombreux pointements hypovolcaniques, tels ceux injectés dans les Schistes et calcaires de la vallée de la Sarthe ; le meilleur exemple est celui du dyke du Pont de la Folie, au carrefour des départementales 112 et 146. Les laves rhyolitiques constituent aussi quelques minces coulées, épanchées dans les complexes volcaniques d'Assé-le-Boisne (ruisseau des Doucelles au Nord de la Fouardière) ou de Pail (Nord de Bel Air et Ouest du Moulin à Papier). Il s'agit là de termes porphyriques, de teinte violacée, révélant en lame mince une structure hyalomicrolitique.

● Laves intermédiaires

Malgré les transformations chimico-minéralogiques leur conférant un caractère de kératophyre, les laves intermédiaires se confondent réellement avec d'anciennes andésites et dacites. Elles se présentent soit sous forme de coulées, dômes ou brèches de cheminée dans les massifs d'Assé-le-Boisne (vallée de la Sarthe au Sud de Saint-Léonard-des-Bois) et de Pail (cluse du Merdereau et forêt de Pail), soit en fragments dans les tufs et les brèches des édifices pyroclastiques.

kpα. Dacite. Il s'agit de laves peu porphyriques, souvent aphyriques, composées de phénocristaux de plagioclases albitisés, de ferro-magnésiens totalement transformés (pyroxène et/ou amphibole), de biotites, de quelques grenats et quartz automorphes, le tout noyé dans une mésostase hyalomicrolitique. Les analyses chimiques (AC 7 à 10, tableau 1) révèlent des teneurs en SiO_2 comprises entre 62 et 65 % et de forts pourcentages en Na_2O (plus de 4 %). Les valeurs en fer sont relativement élevées (jusqu'à 8 %) par opposition à celles en MgO , souvent inférieures à 1 %, et en CaO .

Outre le pointement de la petite vallée de l'Etang Durand (massif d'Assé-le-Boisne), les laves dacitiques affleurent assez largement dans le massif de Pail, le long du Merdereau au voisinage de Chaumon et de Bel Air. Elles se signalent par leur teinte sombre, gris bleuté, et leur fluidalité bien exprimée sur laquelle se surimpose parfois une texture perlitique qui donne à la lave un cachet variolitique (rive droite du Merdereau au Sud de Bel Air).

kα. Andésite. Les laves andésitiques sont des roches gris verdâtre, souvent très porphyriques, à phénocristaux de plagioclases albitiques et de pyroxènes totalement chloritisés, baignant dans une mésostase microlitique criblée de minéraux opaques. Le caractère initialement calcique des plagioclases est matérialisé par le développement à leur surface de plages calcitiques et de granules d'épidote. Ces minéraux secondaires s'associent par ailleurs à la chlorite et le quartz dans les vacuoles et les filonnets de la mésostase. Chimiquement (AC 11 à 14, tableau 1), les andésites se caractérisent par des teneurs relativement faibles en SiO_2 (52 à 58 %) et de forts pourcentages en Al_2O_3 , 18 à 20 %, conformes à l'abondance en phénocristaux de plagioclases. Les teneurs en Na_2O demeurent élevées (jusqu'à près de 6 %), tandis que celles en fer s'établissent en moyenne autour de 7 % contre 4 % en MgO . Les concentrations en CaO sont plus aléatoires et révèlent fréquemment des indices de lessivage. Enfin, les pourcentages élevés de la perte au feu (3 à 4 %) traduisent le développement, dans la paragenèse secondaire, de minéraux hydratés et carbonatés.

Dans le massif d'Assé-le-Boisne, les andésites affleurent le long de la vallée de la Sarthe. Elles voisinent avec des termes bréchiques, à éléments andésitiques, interprétés comme des brèches d'intrusion ($k\alpha(1)$). D'autres épanchements andésitiques s'observent dans le massif de Pail, sous l'apparence de laves sombres vacuolaires (chemin d'accès à Bel Air) ou de volcanites chloriteuses schistosées (Nord des Bordeaux).

ROCHES FILONIENNES

Outre les filons laviques injectés dans les assises cambriennes et directement liés à l'activité volcanique de même âge, les cortèges filoniens se concentrent surtout dans les terrains appartenant au socle cadomien soit sous forme des nombreux dykes microgranitiques recoupant la granodiorite d'Izé, soit sous forme de sills et de dykes de rhyolite, de porphyre quartzifère et de kératophyre dispersés au sein des sédiments briovériens.

$\mu\gamma$. **Microgranite porphyrique calco-alkalin (injecté dans la granodiorite d'Izé)**. La partie méridionale du batholite d'Izé se singularise par l'abondance des filons de microgranite disposés en un essaim de dykes, d'orientation générale E-W, se prolongeant quelquefois dans la ceinture thermométamorphique de la granodiorite. La longueur maximum des filons avoisine 3 km (filon de Courtoux) pour une largeur au plus égale à 50 mètres. Les microgranites sont toujours très porphyriques sauf à leurs épontes où se développent des bordures figées renfermant des traces de fluidalité. Les phénocristaux se répartissent entre les quartz dihexaédriques à golfes de corrosion, les orthoses largement perthitiques, les plagioclases acides (An 5 %) séricitisés et les biotites chloritisées. Ils baignent dans un fond microgrenu quartzo-feldspathique, parsemé de petites paillettes de séricite, et où s'ébauchent parfois des textures laviques : rubanement et fluidalité, sphérolites de dévitrification, pellicule vitreuse enrobant les phénocristaux. Ces textures s'observent dans de minces filons qui percent les cornéennes et les schistes tachetés au Nord de la cluse de la Vaudelle (La Favrie, le Bois).

La période de mise en place de ce cortège filonien microgranitique reste ambiguë. Une certitude : les filons sont affectés par la mylonitisation laminaire qui se développe dans la partie nord du batholite d'Izé au cours d'événements tardi-hercyniens (exemple du filon de Rochefort à l'Est de la Chauvellerie). Une hypothèse consisterait, en dehors de celle de filons varisques, à les relier au magmatisme cambrien compte tenu de leur minéralogie, d'un certain cachet hypovolcanique et surtout de leur localisation dans le massif d'Izé au droit du prolongement de la fosse volcano-sédimentaire du Maine.

Les meilleurs points d'observation des microgranites se situent dans d'anciennes excavations : Est de la Boutinière, Sud de l'Angeberdière, Nord-Est du Feu, Sud de Saint-Thomas-de-Courceriers. Un seul filon microgranitique a pu être reconnu dans le batholite de Saint-Pierre-des-Nids, de part et d'autre de l'Ornette, près de sa confluence avec la Sarthe.

Σ^P . **Rhyolite hyalo-microlitique porphyrique**. Ces filons acides, généralement porphyriques, à structure hyalo-microlitique, renferment des phénocristaux de quartz automorphes à golfes de corrosion, des plagioclases chargés de calcite, parfois cernés d'une couronne albitique, et des biotites chloritisées. L'absence de feldspaths potassiques pourrait rapprocher ces termes de laves rhyo-

dacitiques, bien qu'aucune analyse chimique n'ait été réalisée. L'un de ces filons recoupe le Briovérien au Nord du synclinal de Villaines-la-Juhel où il affleure au Nord de Montmeslin et dans une ancienne carrière creusée au Pont d'Aisne. D'autres filons, de même nature mais aphyriques, se rencontrent également le long de la Vaudelle, au Sud-Est de Saint-Georges-le-Gaultier et au moulin de Courgenou à l'Est de bois Gélin.

Σ 9. Porphyre quartzifère. D'apparence microgranitique, ces porphyres associent quartz, plagioclases acides, feldspaths potassiques et biotites dans un fond initialement vitreux et totalement recristallisé en une mosaïque quartzofeldspathique. Les porphyres quartzifères demeurent rares dans les terrains briovériens ; l'un de ceux-ci est entamé par la tranchée de chemin de fer de Villeray, au Nord du synclinal de Villaines-la-Juhel.

Σ 7. Kératophyre microlitique à texture trachytique. Ces filons laviques, de teinte sombre, se composent d'une trame microlitique serrée englobant des phénocristaux d'albite (An 5 %), des résidus de ferro-magnésiens totalement chloritisés et des granules opaques. La convergence de faciès avec les laves andésitiques cambriennes est remarquable et rien ne s'oppose à ce que certains de ces filons puissent représenter des conduits d'alimentation des volcanites. Cette hypothèse n'est pas en contradiction avec l'observation, en rive droite de la Sarthe, au Sud de Saint-Léonard-des-Bois, de sills kératophyriques injectés dans les schistes briovériens et ne traversant pas les assises ordoviciennes. En dehors de ce gisement, d'autres filons de kératophyre existent dans le socle du Pays de Gaultier : en rive gauche du Merdereau au Nord-Ouest de Saint-Paul-le-Gaultier et en rive droite de l'Orthe, dans une carrière désaffectée, au Nord de Douillet-le-Joly.

Σ 8. Dolérite. Deux filons doléritiques figurent sur le territoire de la carte :

— le premier, très altéré, large d'environ 8 m, est un dyke vertical, d'orientation subméridienne, recoupant les carbonates cambriens du flanc nord du synclinal des Coëvrons (la Colaserie) ;

le second, situé juste dans l'angle sud-ouest de la carte (bois de Mirebeau), s'injecte dans les faciès métamorphiques briovériens du secteur de Bais. Epais d'au moins 100 m, ce filon largement cristallisé fait partie d'un essaim de dykes méridiens affleurant plus à l'Ouest (Evron et Mayenne à 1/50 000). Il s'agit de dolérite à texture ophitique, composée d'une charpente de plagioclases automorphes (labrador An 65 %), englobés dans de grandes plages de clinopyroxène ouralitisés en amphibole verte et brune. Les oxydes ferro-titanés abondent, tandis que le quartz interstitiel demeure habituellement rare.

Ces venues filoniennes doléritiques, d'affinité tholéitique, entrent dans le cycle des magmatismes varisques d'âge dévono-carbonifère (J. Le Gall et G. Mary, 1983).

Q. Quartz, (Q) : en blocs épars. Deux filons de quartz, d'une puissance justifiant leur cartographie, traversent le batholite d'Izé. Ils cicatrisent les lignes de fracturation majeure, orientées N-S (filon de Pambouc) ou E-W (filon au Nord de Saint-Thomas-de-Courceriers). De plus, des notations ponctuelles signalent les lieux où l'abondance de blocs épars permet de supposer le passage de filons peu puissants.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le modelé structural des formations de la feuille se réalise pour l'essentiel à l'époque varisque et résulte de l'action plus ou moins conjuguée de déformations souples et cassantes. Deux grandes antiformes permettent la mise à l'affleurement des sédiments briovériens et des granites cadomiens : l'anticlinal du Gaultier et l'anticlinal de Saint-Aignan-de-Couptrain (feuille la Ferté-Macé, 1/50 000), limité ici à sa bordure méridionale.

Les formations paléozoïques sont conservées dans cinq unités synclinales :

- le synclinal de Villaines-la-Juhel prolongé au Nord-Est par le synclinal de Saint-Julien-des-Eglantiers,
- le massif de Pail,
- le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois,
- le massif d'Assé-le-Boisne,
- le synclinal des Coëvrons, restreint sur cette carte à une petite portion du flanc nord.

Déformations des terrains briovériens

La structuration principale du Briovérien se marque par une phase de plissement synschisteuse varisque (fig. 2a), d'orientation comprise entre N 60°E et N 120°E. Les plis assez ouverts, d'échelle décamétrique à hectométrique, sont droits et possèdent un plongement axial très variable de 0° à 70° vers l'Est. Les points d'observation les plus remarquables de ces structures se situent :

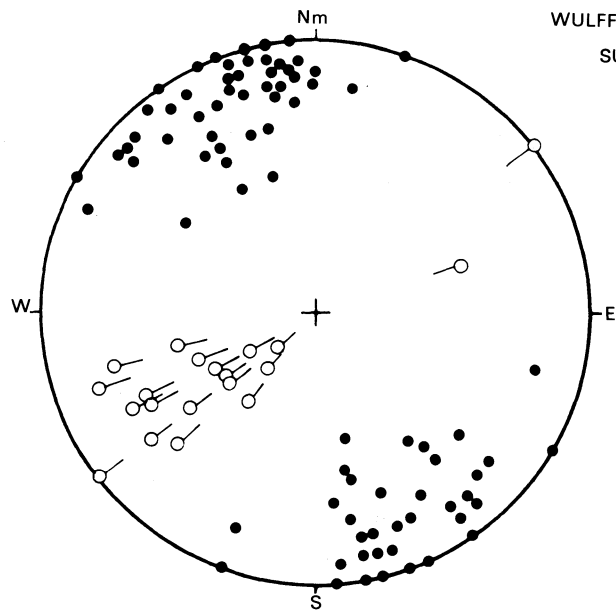
- le long de la vallée de la Sarthe, aux lieux-dits les Roches (x = 424,95 ; y = 1 067,75), les Suardières (x = 423,57 ; y = 1 069,50) et Moré (x = 423,50 ; y = 1 068,22) ;
- au Sud-Ouest de Saint-Georges-le-Gaultier, dans une ancienne carrière ouverte le long de la D. 105 ;
- à l'Est de Saint-Paul-le-Gaultier dans le talus de la D. 15 ;
- au Tertre, rive gauche de l'Orthe, au Nord de Mont-Saint-Jean.

La schistosité liée à ces plis est du type fracture avec début de recristallisations, pouvant atteindre le type flux dans les faciès à granulométrie fine. La linéation d'étirement, matérialisée par l'allongement des galets dans les diamictites ou des grains de quartz dans les faciès silteux, plonge toujours fortement. Une crénulation secondaire N 90°E s'observe localement dans les faciès fins.

L'âge varisque de cette schistogenèse et du plissement associé s'établit notamment par le caractère anté-schisteux des blastes de cordiérite engendrés lors du thermométamorphisme des granites cadomiens (cf. § Métamorphisme).

Ces granites jouent de plus le rôle de déviateur des contraintes principales varisques et sont à l'origine des variations directionnelles constatées dans le Briovérien.

La phase de compression varisque s'achève avec le jeu de failles décrochantes, globalement orientées N-S.

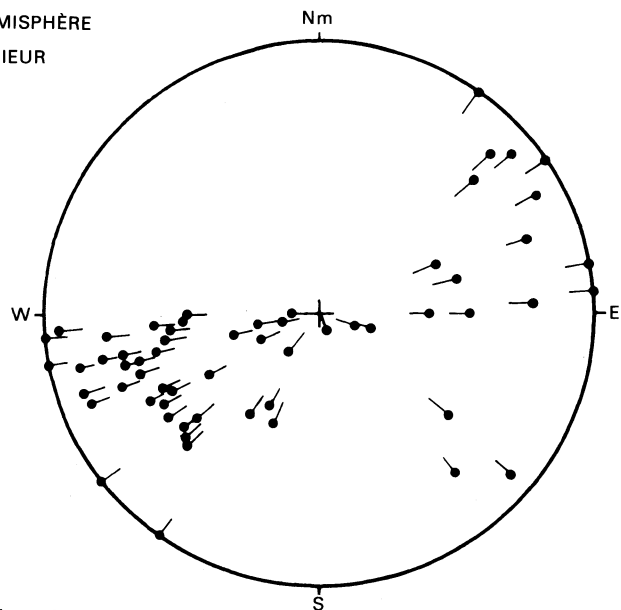


a - stéréogramme des plis synschisteux varisques

● Plan de schistosité

○ Axe de pli

WULFF, HÉMISPHERE
SUPÉRIEUR



b - stéréogramme montrant les grandes variations de plongement des linéations d'intersection dues à une structuration cadomienne anté-schisteuse

● Linéation d'intersection
Stratification/schistosité

Fig. 2 - Les déformations du Briovérien dans le Pays de Gaultier oriental

L'existence d'une *discordance stratigraphique* entre les terrains précambriens et leur couverture paléozoïque impose une déformation anté-schisteuse propre au cycle cadomien. Cette discordance est bien visible au flanc nord du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois, dans la carrière de la Gombaudière ($x = 419,80$; $y = 1\ 076,42$) où les quartzites arénigiens, orientés N 90°E, 55°S, reposent sur des siltites briovériennes rubéfiées, orientées N 50°E, 55° NW. Des relations analogues entre ces deux formations existent dans la cluse de la Sarthe au Sud de Saint-Léonard-des-Bois ($x = 420,75$; $y = 1\ 074,80$). La discordance s'observe également en limite des feuilles Villaines-la-Juhel — Sillé-le-Guillaume, dans la cluse de Courvôle ($x = 413,73$; $y = 1\ 063,97$), mais ici le contact a davantage subi les effets du serrage varisque qui renverse la base de la série cambrienne des Coëvrons. La phase de déformation cadomienne transparaît aussi dans la grande variabilité des plongements des linéations d'intersection stratification — schistosité (fig. 2b) qui s'accorde avec celle des axes de plis synschisteux déjà évoquée. Toutefois aucune tête de pli anté-schisteux n'a pu être mise en évidence sur le terrain. Seule la cluse de la Sarthe, au Sud de Saint-Léonard-des-Bois, livre un pli synclinal, métrique et synschisteux affectant une série à polarité inverse non conforme avec cette structure. Ceci laisse supposer l'existence, dans cette unité de Saint-Léonard-des-Bois, de plis cadomiens déversés anté-schisteux.

En résumé, les déformations du Briovérien du Maine sont dues à la superposition de deux phases orogéniques d'intensité et d'âge différents :

- la phase cadomienne, peu marquée, engendrant des plis sans schistosité, précédant la mise en place des granitoïdes mancelliens ;
- la phase varisque, événement majeur et plus complexe, responsable du plissement synschisteux.

Déformations des terrains paléozoïques

● **Les unités varisques** convergent vers l'accident majeur E-W de Villaines-la-Juhel, partie de l'accident majeur centre-armoricain.

Le *synclinal de Villaines-la-Juhel*, où le Cambrien est peu représenté, possède un flanc nord vertical (cluse de Villepail) ou déversé (cluse de Ville-ray). De molles ondulations affectent la dépression centrale ampélitique (repli anticlinal de Grès culminant au Nord du Vauboir), ainsi que le flanc sud (anticlinal de Schistes du Pissot de la Martinière), où s'observent des couches à pendage faible, voire horizontales, comme dans la carrière de Grès culminant de la Mauberdrière.

Les *massifs de Pail et du Merdereau*, constitués en majeure partie de terrains cambriens et de Grès armoricain, appartiennent paléogéographiquement à la *Normannia méridionale* (transgression du Cambrien sur le socle briovérien). Ces massifs sont séparés par une étroite bande de Briovérien, au gré de l'accident majeur de Villaines-la-Juhel.

Au Nord, la structure du massif de Pail apparaît très écaillée ; les conditions très précaires d'affleurement en rendent la cartographie difficile. La bordure sud du massif est constituée par l'écaille de Grès armoricain de l'Armanderie, en position allochtone et pincée dans l'accident majeur.

Au Sud, le massif du Merdereau composé uniquement de terrains cambriens, est divisé par l'accident E-W de Cormier — la Nommée, en deux sous-unités. Dans l'unité méridionale, les Conglomérats et arkoses reposent normalement en transgression sur le Briovérien. Dans l'unité nord, les parties orientale et centrale du synclinal montrent une succession stratigraphique complète du Cambrien, des Conglomérats aux Psammites de Sillé, tandis que la partie occidentale est affectée d'écaïlles.

Le *massif d'Assé-le-Boisne* appartient également à la province paléogéographique de la Normannia méridionale ; un important développement des formations volcaniques le caractérise. Cette unité synclinale autochtone est limitée à un flanc sud, en raison du contact anormal majeur avec l'unité de Saint-Léonard-des-Bois. Largement développé sur le territoire de la carte voisine Fresnay-sur-Sarthe, ce flanc sud est réduit progressivement vers l'Ouest (la Gonterie).

Dans la région sud-est de la carte, les formations paléozoïques de la bordure nord des Coëvrons sont redressées à la verticale (cluse de Cordé) ; à l'Est des Etricheries, se note l'ablation des conglomérats cambriens (Le Gall et Pottier, 1973).

L'*unité allochtone de Saint-Léonard-des-Bois* est composée, du Sud vers le Nord, du synclinal ordovicien de Saint-Léonard-des-Bois, de son substratum briovérien et de la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids. L'allochtonie de cette unité est démontrée conjointement par son appartenance à la province paléogéographique de la *Mancellia* (transgression du Grès armoricain sur le socle) et par son contact par faille (accident majeur de Villaines-la-Juhel) avec l'unité autochtone d'Assé-le-Boisne (Doré et Giordano, 1972). A l'Ouest, l'unité de Saint-Léonard-des-Bois est limitée par les accidents en relais de Boulay-les-Ifs — la Couaslonnière — Saint-Sulpice ; l'enveloppe de ces accidents est jalonnée par les mylonites granitiques et par les écaïlles de grès ordoviens, résidus de flanc sud du synclinal de Saint-Julien-des-Eglantiers. A l'Est, le contact faillé de l'unité de Saint-Léonard-des-Bois avec le massif d'Héluou (Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000) est en grande partie masqué par les formations mésozoïques et cénozoïques.

● **Les plis** affectant les terrains paléozoïques s'orientent autour d'une direction moyenne N 70°E. Les axes sont sub-horizontaux ou plongent faiblement vers l'Est. La schistosité de plan axial est généralement du type fracture, sauf dans les schistes fins de l'Ordovicien moyen du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois où le débit ardoisier est développé. Localement, comme dans la fermeture périclinale orientale du synclinal ci-dessus (entrée du chemin des Gonteries), les Schistes du Pissot sont affectés de deux schistosités : une schistosité de flux S_1 , parallèle à la stratification, que recoupe une schistosité de crénulation S_2 .

Cisaillements varisques

L'accident de Villaines-la-Juhel, segment de l'accident majeur centre-armoricain comme déjà mentionné, constitue le trait structural fondamental du territoire de cette carte, fonctionnant en *décro-chevauchement dextre*.

Ce sens de décrochement est argumenté par des décrochements satellites, ancrés de part et d'autre du décrochement majeur :

— au Nord, l'accident N 40°E de Boulay-les-Ifs et son couloir de mylonites granitiques est un décrochement senestre à pendage nord,
— au Sud, en bordure nord-est de la granodiorite d'Izé, l'accident N 125°E de Loupfougères — Courcité est un décrochement dextre, pareillement mylonitisé et plongeant au Nord-Est.

Dans ces deux décrochements, la linéation d'étirement traduit un transport tectonique du Nord vers le Sud.

Il faut cependant noter que l'allochtonie de l'unité de Saint-Léonard-des-Bois — couloir EW de mylonites au Nord, contact faillé avec l'unité autochtone d'Assé-le-Boisne au Sud — semble précéder cette phase de cisaillements, issue d'une contrainte principale σ_1 orientée N.NW — S.SE.

En l'absence régionale de terrains dévono-carbonifères, les âges des déformations synschisteuses et de la fracturation tardive ne peuvent être appréhendés. Des données radiométriques récentes concernant l'intrusion tardi-tectonique du leucogranite d'Alençon (feuilles Fresnay-sur-Sarthe et Alençon) permettraient de dater les dernières déformations varisques.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les formations du Précambrien et du Paléozoïque, occupant l'essentiel du territoire de la feuille Villaines-la-Juhel dans le département de la Mayenne, présentent sur le plan hydrogéologique les caractéristiques habituellement rencontrées dans l'ensemble du Massif armoricain : de façon générale, ces formations, naturellement peu perméables et souvent très compartimentées sous l'effet de la tectonique, correspondent à de médiocres réservoirs entraînant l'absence de nappe d'eau souterraine de grande extension. Cependant, dans des zones privilégiées et très localisées, là où les terrains ont pu acquérir une perméabilité secondaire par le biais de la fracturation et de l'altération, des aquifères existent et peuvent être exploités pour l'alimentation en eau des collectivités. Les dimensions de ces aquifères sont la plupart du temps réduites et caractérisées par une forte anisotropie (couloir fracturé par exemple). Ce caractère de rareté et d'hétérogénéité entraîne deux conséquences importantes : les débits d'exploitation de ces réserves en eau souterraine restent assez limités (après étude hydrogéologique, la découverte de débit de 800 à 1 000 m³/jour reste assez exceptionnelle, des prélèvements de 400 m³/j sont plus facilement mis en évidence). Dans ce type de terrain, l'implantation d'un forage d'eau, que ce soit pour une collectivité, une industrie ou un exploitant agricole, devra donc toujours être basée sur des critères précis (obtenus à l'aide des méthodes d'investigation telles que photo-interprétation, géophysique, ...), le pourcentage d'échec (débit quasiment nul) étant très élevé pour des ouvrages implantés au hasard.

Compte tenu des caractéristiques des aquifères de cette région, il n'existe pas de document de synthèse sur les eaux souterraines (tels que cartographie de nappes, suivi de fluctuations de niveaux, ...).

De façon générale, les observations suivantes sont souvent réalisées sur la plupart des sites favorables pour la recherche d'eau :

— deux zones différentes peuvent être distinguées dans ces aquifères : une première zone dans la partie altérée de la roche pouvant parfois avoir quelques similitudes avec les milieux poreux classiques ; c'est le cas par exemple des altérations sableuses ou sablo-argileuses sur grès et granite. Sauf cas exceptionnels, cette première zone qui joue le rôle de "réservoir" dépasse rarement une vingtaine de mètres. Au-delà, la deuxième zone avec des circulations d'eau en charge uniquement dans un réseau de fractures ouvertes et non colmatées faisant office de drains au sein d'une matrice constituée par la roche relativement saine, compacte et imperméable ;

— le toit des nappes est généralement peu profond (2 à 20 m environ) et les niveaux statiques sont également relativement proches de la surface (une profondeur de 2 à 3 m est souvent constatée). Ces aquifères présentent ainsi une grande sensibilité à la pluviométrie avec un fort taux de renouvellement.

L'originalité des caractéristiques de ces aquifères conduit à une exploitation extrêmement prudente des réserves en eau souterraine : l'onde de décompression engendrée dans la nappe par le pompage se réfléchit sur les parois du couloir fissuré entraînant l'accroissement des rabattements. L'exploitation doit se faire de façon discontinue, les heures de repos permettant à la nappe de retrouver un niveau de pression suffisant et de faire reculer dans le temps ces phénomènes de réflexion évoqués ci-dessus. Une approche de la valeur du renouvellement des ressources naturelles (recharge interannuelle) doit être réalisée.

Sur la feuille Villaines-la-Juhel, les formations les plus favorables à la présence d'eau souterraine sont les granodiorites et les grès ordoviciens. Les séries briovériennes peuvent également, sous certaines conditions être aquifères. Les formations schisteuses ordoviciennes, de par la nature de leur sédimentation et de l'altération de type argileux les affectant parfois, sont stériles la plupart du temps.

● **Les granodiorites.** Ce sont surtout sur celles du massif d'Izé que le maximum de références est disponible. 20 sondages de reconnaissance (profondeur moyenne de 50 m) pour la recherche d'eau ont été réalisés ces dernières années au coeur du massif granitique sur les communes de Loupfougères, Champgenêteux, Trans et Saint-Thomas-de-Courceriers. Sur une bonne majorité d'entre eux, des débits intéressants ont été obtenus (15 à 30 m³/h en débit instantané) en liaison avec l'existence d'une altération et d'une fracturation non obturée importante.

Il est intéressant de noter que d'autres sondages réalisés sur la bordure ouest du massif d'Izé (zone ouest de la commune de Champgenêteux, commune de Bais, commune d'Hambers, Mont Rochard) sur le territoire de la feuille Mayenne ainsi que sur la partie sud (Sud d'Izé, territoire de la feuille Sillé-le-Guillaume) ont donné des résultats beaucoup moins satisfaisants en raison de faibles épaisseurs d'altération et d'une fracturation ouverte inexistante.

● **Les grès ordoviciens.** Plusieurs sondages de 50 m de profondeur, réalisés dans le environs de Villaines-la-Juhel, dans les grès de May, se sont révélés négatifs (grès massif compact, peu fissuré) bien qu'implantés à proximité de linéaments reconnus. Des sondages exécutés dans la même formation, 2,5 km à l'Est de Crennes-sur-Fraubée, ont par contre fourni des débits beaucoup plus importants (30 m³/h en débit instantané) en rapport avec une altération et une fracturation intense profonde.

● **Le Briovérien.** Ces formations ont fait l'objet de recherches d'eau souterraine sur le secteur compris entre Villaines-la-Juhel et Saint-Aubin-du-Désert. Des débits relativement faibles sont en général obtenus même sur les sites les plus favorables (0 à 2 m³/h). Des débits plus importants (de l'ordre de 10 à 20 m³/h en débit instantané) peuvent exceptionnellement être obtenus dans les zones riches en filons de quartz et/ou lorsque des intercalations de lits plus gréseux existent.

● **Enfin parmi les formations superficielles,** seules les zones d'éboulis localement très perméables telles que celles existant sur le versant nord du synclinal de Villaines-la-Juhel peuvent présenter un intérêt sur le plan des eaux souterraines. Cet intérêt est cependant limité en raison de la faible profondeur et de l'extension peu importante de ces dépôts qui donnent parfois naissance à des émergences de type diffus à débit faible ou nul en période d'étiage.

En ce qui concerne l'adduction publique, la desserte est assurée à 95 %. Toutes les collectivités distributrices présentes sur le secteur de la feuille Villaines-la-Juhel sont actuellement alimentées par des eaux d'origine souterraine, à partir d'ouvrages traditionnels anciens en général, tels que puits de grand diamètre peu profonds (inférieur à 10 m) implantés autrefois directement sur des émergences naturelles. Au cours des dix dernières années, dans le cadre de renforcement de réseaux ou pour remédier à des problèmes de qualité des eaux, des travaux de reconnaissance hydrogéologique ont été menés sur bon nombre de communes (Saint-Pierre-des-Nids, Villaines-la-Juhel, Loupfougères, Champgenéteux, Trans, Saint-Thomas-de-Courceriers, Averton, Saint-Aubin-du-Désert). Certaines campagnes de reconnaissance ont abouti à la réalisation de forages exploités par les collectivités.

Aujourd'hui si les problèmes quantitatifs sont résolus en grande partie, ce sont les problèmes qualitatifs qui commencent à se poser avec notamment l'augmentation du taux de nitrates en liaison avec les activités agricoles. Sur le territoire recoupé par la feuille Villaines-la-Juhel, ce sont les ressources en eau souterraine du massif granitique d'Izé qui sont les plus contaminées.

Eau minérale. A la Ferrière-Bochard, au Nord-Est du domaine de cette carte, le captage de l'eau de la base des sables cénomaniens donne lieu à une exploitation et un embouteillage industriels (source Roxane).

GÎTES MINÉRAUX ET CARRIÈRES

Fer. Le minerai de fer oolithique des Schistes du Pissot (Llanvirnien) est reconnu localement dans le flanc sud du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois (bois de Chemasson), ainsi que dans le bord nord des Coëvrons. Ce minerai alimentait, au XVIII^e siècle, les forages de Saint-Léonard-des-Bois et de Cordé.

Des extractions anciennes des sables cénomaniens existaient au Sud-Est de la Ferrière-Bochard (bois de la Garenne, 4.4001), à l'Ouest de Moulins-le-Carbonnel, au Sud du bois de Chemasson (3.4001, cote + 237 m). Ces minerais de surface étaient traités dans l'ancien haut fourneau de Saint-Denis-sur-Sarthon.

Cuivre. Le filon cuprifère situé au Sud du Gué Ory, au bord de la Sarthe, n'a pas été retrouvé (n° d'archivage Service géologique national : 8.4001, la Gaudinière).

Concentrations de rutile et de zircon. Cette concentration stratiforme est située dans le Grès armoricain (Arénigien) ; la prospection, basée sur une radioactivité sensible de l'horizon minéralisé, a été effectuée au niveau du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois (4.4002).

grs. Grès, quartzites, volcanites. Des anciennes carrières de matériaux de construction jalonnent les conglomérats pourprés de la base du Cambrien (corniche de Pail, Merdereau, bord nord des Coëvrons). Des volcanites et des grès cambriens étaient exploités dans la cluse du ruisseau de Rou-Pérou (carrière des Roches), à l'Est de Villaines-la-Juhel. Les plus nombreuses carrières se situent sur le Grès armoricain, citons la carrière encore en activité de la Gombaudière, au Nord-Ouest de Saint-Léonard-des-Bois.

sab. Sables. Des sables issus de l'altération profonde du Grès armoricain sont exploités au voisinage de la cote + 330 m dans la corniche de Pail, au Sud de Villepail.

ard. Ardoises. Au XIXe siècle, on tirait encore 3 000 ardoises par jour des schistes ordoviciens de la Couaslonnière, à l'Ouest de Saint-Léonard-des-Bois. Mais les ardoisières les plus importantes exploitaient le flysch briovérien ; celle de Chattemoue, au Nord de la corniche de Pail, avec des excavations de 100 m de profondeur, étaient très actives entre 1840 et 1880. Dans l'anticlinal du Gaultier, des ardoises briovériennes étaient également extraites à l'Ouest de Saint-Germain-de-Coulamer et de Saint-Georges-le-Gaultier.

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 al., 1977, Masson édit., Paris :

- itinéraire 7 : de Saint-Lô à Fresnay-sur-Sarthe,
- itinéraire 8b : les Alpes mancelles,
- itinéraire 8c : Coëvrons et Charnie.

BIBLIOGRAPHIE

Articles se rapportant au territoire de la carte

AUBERT M. (1954) - Observations géologiques et hydrogéologiques dans la Sarthe et l'Orne. *Mém. Soc. linn. Normandie*, 3, 1, 115 p.

BIGOT A. et OEHLERT D.-P. (1899) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) au 80 000e (1e édit.). Service Carte géol. France.

DANGEARD L. (1921) - Gisements fossilifères du Grès armoricain des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, 2, p. 324-328.

DANGEARD L. et BATARD C. (1935) - Sur les poudingues intercalés dans les schistes briovériens, au Nord des Coëvrons (Mayenne et Sarthe) et sur la nature des mouvements cadomiens. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 200, p. 2199-2201.

DE VERNEUIL E. (1858) - Sur quelques fossiles paléozoïques de l'Ouest de la France. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 47, p. 463.

DORÉ F. (1963) - Stromatolithes cambriens de la Sarthe et de la Mayenne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 307-308.

DORÉ F. et GIORDANO R. (1972) - Affrontement hercynien de deux domaines de la paléogéographie cambrienne (Mancellia et Normannia méridionale) dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois (Sarthe). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 142-143.

DORÉ F. et LE GALL J. (1971) - Découverte du "poudingue de Voutré" et de tuffites à pisolithes volcaniques dans le Cambrien du massif d'Assé-le-Boisne (Sarthe). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 352-353.

DORÉ F. et 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. et 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., DUPRET L., LE GALL J. et CHALOT-PRAT F. (1977) - Carte géologique La Ferté-Macé à 1/50 000 (1e édit.). Service géologique national, B.R.G.M..

DORÉ F., KUNTZ G., LE GALL J. et RIOULT M. (1982) - Carte géologique Alençon à 1/50 000 (1e édit.). Service géologique national, B.R.G.M..

DUPRET L. et LE GALL J. (1978) - La succession et le style des déformations hercyniennes dans le synclinal paléozoïque des Coëvrons (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 106, p. 49-61.

DUPRET L. et VILLEY M., in CHANTRAINE J. et al. (1980) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques. Rapport final de l'Action Concertée D.G.R.S.T. n° 78.7.205 à 207, "Valorisation du Sous-sol". Annexe n° 5 = coupe Normandie, tronçons A, B et C, p. 112-119.

GIORDANO R. (1974) - Les Alpes mancelles (Est du Massif armoricain), stratigraphie et structure. Thèse 3e cycle, Caen, 94 p.

GIRET R. (1944) - Contribution à l'étude pétrographique et tectonique de la bordure nord du massif de Mayenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, 14, p. 45-65.

GRAINDOR M.-J. (1965) - Géologie de l'extrémité orientale du Massif armoricain (feuille Alençon au 80 000e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 274, LX, 130 p.

GRAINDOR M.-J. et ROBLLOT M.-M. (1963) -Carte géologique d'Alençon (n° 62) au 80 000e (3e édit.). Service Carte géol. France.

GUILLIER A. (1881) -Note sur les Lingules du grès armoricain de la Sarthe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 9, p. 372-377.

JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J., POTTIER Y. et DORÉ F. (1983) - Carte géologique Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000 (1e édit.). Service géologique national, B.R.G.M..

KERFORNE F. (1923) -Le Briovérien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, IV, 1, p. 123-132.

LEBESCONTE P. (1886) -Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 14, p. 776-819.

LE GALL J. (1971) -Le Paléozoïque inférieur des Coëvrons orientaux (Massif armoricain). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 273, p. 1563-1566.

LE GALL J. et CABANIS B. (1985) -Caractères chimico-minéralogiques des ignimbrites et laves cambriennes de l'Est du Massif armoricain. Implications pétrogénétiques. *Hercynica* (sous presse).

LE GALL J. et POTTIER Y. (1973) -La fermeture périclinale entre les Coëvrons et le massif d'Assé-le-Boisne (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 104, p. 31-46.

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

OEHLERT D. (1882) -Sur le Silurien du Nord-Est du département de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 10, p. 349-352.

POTTIER Y. (1973) -Stratigraphie et structure du Paléozoïque entre Alençon et Fresnay-sur-Sarthe (Est du Massif armoricain). Thèse 3e cycle, Caen, 57 p.

RACHEBOEUF P. (1969) -Généralités sur quelques Trilobites des schistes ordoviciens de la Mayenne. *Bull. Mayenne-Sciences*, p. 66-86.

Articles d'intérêt général

BERTHOIS L. (1935) -Recherche sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, II, 190 p.

BIGOT A. (1941) -Jurassique inférieur de la Sarthe et du Maine-et-Loire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 5, 11, p. 227-240.

BLAVIER E. (1837) -Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. Le Mans, Monnoyer édit., 196 p.

BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) -Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse, Fac. Sc. Orsay, 384 p.

- CHALOT-PRAT F. et 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.*, 1, 3, p. 187-205.
- DANGEARD L. et DORÉ F. (1971) -Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mém. B.R.G.M.*, 73, p. 119-128.
- DELAUNAY P. (1930) -Le sol sarthois. Fasc. I et II : ses historiens, son histoire géologique, sa géographie botanique, économique, historique et politique. Monnoyer, Le Mans, 359 p.
- DELAUNAY P. (1932) -Le sol sarthois. Fasc. III : Terrains jurassiques. Monnoyer, Le Mans, p. 361-544.
- DORÉ F. (1969) -Les formations cambriennes de Normandie. Thèse, Fac. Sc. Caen, 790 p.
- DORÉ F. et LE GALL J. (1972) -Sédimentologie de la "Tillite de Feuguerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 14, p. 199-211.
- DORÉ F., DUPRET L. et LE GALL J. (1985) -Tillites et tilloides du Massif armoricain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51, p. 85-96.
- DUPRET L. (1983) -Le Précambrien de Normandie. In "Precambrian in younger fold belts". Vol. I: Precambrian in the European Variscan belt. Zoubeck V. édit., John Wiley & Sons (sous presse).
- DUPRET L. et LE GALL J. (1984) -Intensité et superposition des schistogénèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10e Réun. ann. Sc. Terre, Bordeaux, p. 200.
- 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 supérieur Ouest-Européen". Ass. Sédim. Fr., publ. sp. n° 1, p. 33-46.
- FILY G. et RIOULT M. (1980) -Jurassique moyen (Normandie et Maine). In "Synthèse géologique du Bassin de Paris", *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, p. 145-150.
- GARLAN T. (1985) -Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3e cycle, Caen, 166 p.
- GRAINDOR M.-J. (1957) -Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 211 p.
- GUILLIER A. (1886) -Géologie du département de la Sarthe. Le Mans, Monnoyer édit., 430 p.
- HENRY J.-L. (1971) -Les Trilobites *Asaphidae* et *Eohomalonotidae* du grès armoricain supérieur (? Arénigien) de l'Ouest de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 73, p. 65-77.
- JONIN M. (1981) -Un batholite fini-précambrien: le batholite mancellien (Massif armoricain, France), étude pétrographique et géochimique. Thèse, Université de Bretagne occidentale (Brest), 319 p.

JONIN M. et 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. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse, Fac. Sc., Caen, 810 p.

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*, 882 p.

LE GALL J. et MARY G. (1983) -Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomivarisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 15, 2, p. 169-180.

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

MUSSET R. (1917) -Le Bas-Maine, étude géographique. Paris, A. Colin, 496 p.

OEHLERT D. (1882) -Notes géologiques sur le département de la Mayenne. Angers, Germain et G. Grassin libr., 146 p.

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

PASTEELS P. et DORÉ F. (1982) -Age of the Vire-Carolles granites. In "Numerical dating in stratigraphy", Odin édit., J. Wiley & Sons, part. II, p. 784-790.

PHILIPPOT A. (1950) -Les graptolites du Massif armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 8, 293 p.

ROBARDET M. (1981) -Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 20, 342 p.

SCHMID R. (1981) -Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geol. Rdsch.*, 70, 2, p. 794-799.

WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J. et 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. Ac. Sc.*, Paris, 284, p. 1147-1149.

DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE

Cartes géologiques

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

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

Carte géologique du département de la Sarthe, par J. TRIGER et A. GUILLIER (1/125 000, 1874).

Carte géologique du département de la Sarthe, à l'échelle du 1/40 000 en 15 feuilles par J. TRIGER et A. GUILLIER (1875-1882).

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Alençon* : 1^e édition (1893) par A. BIGOT, P. BIZET et A. LETELLIER.

2^e édition (1924) par A. BIGOT et R. MATTE.

3^e édition (1963) par M.-J. GRAINDOR avec la collaboration de M.-M. ROBLLOT.

Feuille *Mayenne* : 1^e édition (1899) par A. BIGOT et D.-P. OEHLERT.

2^e édition (1965) par Y. MILON.

Carte géologique de la France à 1/150 000

Feuille *La Ferté-Macé* : 1^e édition (1977), par F. DORÉ, L. DUPRET, J. LE GALL et F. CHALOT-PRAT.

Feuille *Alençon* : 1^e édition (1981) par F. DORÉ, J. LE GALL, G. KUNTZ, J. VERAGUE et M. RIOULT.

Feuille *Fresnay-sur-Sarthe* : 1^e édition (1983) par P. JUIGNET, A. LEBERT, J. LE GALL, Y. POTTIER et F. DORÉ.

Cartes thématiques

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/1500 000.

Feuille *Nantes*, coordination par J. MÉLOUX (1979).

DOCUMENTATION SUR LES SONDAGES

— R. GIORDANO, Direction départementale de l'Agriculture, le Mans.

— O. LIMASSET, B.R.G.M., Service géologique régional, Nantes.

— G. MARY, Université du Maine, le Mans.

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 les départements de la Sarthe et de la Mayenne, au S.G.R. Pays de la Loire, 10 rue Henri Picherit, 44300 Nantes ;

— pour le département de l'Orne, au S.G.R. Basse Normandie, 2 rue du Général Moulin, 14000 Caen ;

— ou encore au B.R.G.M., Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

● Cette notice a été rédigée par :

— Francis DORÉ, professeur, Jean LE GALL, maître-assistant, Lionel DUPRET, assistant, tous du Laboratoire de géologie de Normandie occidentale, Université de Caen, 14032 Caen Cédex

pour les formations méso- et cénozoïques par :

— André LEBERT, 5 résidence de l'Arche, Saint-Longis, 72400 Mamers

et pour l'hydrogéologie par :

— J.-M. LUTZLER, hydrogéologue départemental à la Direction départementale de l'Agriculture et de la Forêt de la Mayenne.

● Les faunes jurassiques et leurs implications stratigraphiques ont été étudiées par Michel RIOULT, chargé de recherches au C.N.R.S., Laboratoire de géologie de Normandie occidentale.