



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

**FLERS-
-DE-L'ORNE**

1515

**FLERS-
-DE-L'ORNE**

La carte géologique à 1/50 000
FLERS-DE-L'ORNE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : COUTANCES (N° 44)
- au nord-est : FALAISE (N° 45)
- au sud-ouest : AVRANCHES (N° 61)
- au sud-est : ALENÇON (N° 62)

Vire	Condé- -s-Noireau	Falaise
Mortain	FLERS- -DE-L'ORNE	Argentan
Landivy	Domfront	La Ferté- -Macé

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



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
FLERS-DE-L'ORNE A 1/50 000**

par A. BAMBIER, M. BEURRIER, F. DORÉ, C. ENOUF,
G. KUNTZ, C. LANGEVIN, J.-P. LAUTRIDOU,
M. RIOULT, G. VERRON, M. VILLEY

1983

SOMMAIRE

INTRODUCTION	4
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES</i>	5
Terrains protérozoïques	5
Terrains paléozoïques	6
Terrains mésozoïques	15
Quaternaire et formations superficielles	17
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	20
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	24
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	26
TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME	28
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	35
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	35
<i>MATÉRIAUX ET CARRIÈRES</i>	35
<i>GITES MINÉRAUX</i>	36
GISEMENTS PRÉHISTORIQUES	38
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	38
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	38
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	38
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	44
AUTEURS DE LA NOTICE	44

INTRODUCTION

La feuille Flers-de-l'Orne couvre au sein du bocage normand, un domaine cristallin appartenant au batholite mancellien et un domaine sédimentaire allant des séries protérozoïques briovériennes (avec granites intrusifs) aux placages continentaux quaternaires en passant par les formations marines détritiques du Paléozoïque et du Jurassique.

Les croupes indurées de cornéennes qui ceignent et dominent les massifs granodioritiques constituent des éléments de relief généralement peu marqués mais d'une remarquable continuité. Le point culminant, 345 m au signal de Charlemagne, domine de 150 m les dépressions marécageuses de Messei et de Halouze installées dans un Briovérien peu ou non métamorphique. Les barres gréseuses des assises paléozoïques donnent des reliefs vigoureux largement boisés (forêt de Halouze, forêt des Andaines) qui s'opposent au paysage mou des collines du bocage.

Ces contrastes morphologiques trahissent une histoire géologique mouvementée où se superposent deux orogènes.

La Chaîne cadomienne apparaît sur les 4/5 de la feuille. Elle est constituée par des formations schisto-gréseuses rapportées au Briovérien. La déformation de cette série est associée aux intrusions granitoïdes du batholite mancellien.

La Chaîne hercynienne est mise en place lors d'un épisode tectogénétique majeur à la fin de l'ère primaire dont les reliques sont conservées avec les synclinaux paléozoïques :

- de Saint-Clair-de-Halouze,
- de la Ferrière-aux-Étangs,
- de Domfront.

L'histoire sédimentaire identifiable débute au Briovérien, avec des dépôts de vases, silts et sables grauwackeux (sédimentation flysch). Après l'orogène cadomien et l'émersion cambrienne, les dépôts discordants des Grès armoricains sur le socle érodé témoignent de la transgression arénigienne. Celle-ci atteint son apogée au Llanvirnien avec le dépôt des Schistes du Pissot. Les dépôts arénacés (Grès de May) réapparaissent au Llandeilien et se poursuivent jusqu'au début du Caradocien où leur succède un ensemble schisteux (Formation du Pont-de-Caen). La succession ordovicienne se termine par le dépôt de la Tillite de Feuguerolles, considérée comme le résultat d'une sédimentation marine alimentée en matériel polygénique par la fonte des glaces flottantes. Le Silurien débute au Llandovérien avec la sédimentation arénacée des Grès culminants et se poursuit au Wenlockien—Ludlowien avec les schistes noirs ampéliteux. L'ensemble des sédiments rencontrés dans les synclinaux paléozoïques de la feuille Flers témoignent de dépôts de type épicontinental.

Pour cette région comme pour la majeure partie du Massif armoricain, le Mésozoïque est une période d'émersion. Cependant les Grès de Sainte-Opportune témoignent de l'extension de la transgression liasique du Bassin de Paris. Aucun témoin de dépôt marin postérieur au Jurassique inférieur ne subsiste (*) ; les derniers dépôts enregistrés sont les placages éoliens continentaux du Würm.

(*) L'âge des placages de grès de la Sauvagère reste mal établi en l'absence de fossile (voir paragraphe 15).

Sur le plan hydrographique, l'axe morphologique constitué par le versant nord du massif de la Ferté-Macé, relayé au niveau de la Ferrière-aux-Étangs par le flanc nord du synclinal de Saint-Clair-de-Halouze, joue un rôle prépondérant. Il limite le bassin de la Manche, « alimenté » par les affluents de l'Orne (le Noireau, la Visance, la Rouvre) tandis que vers le Sud-Ouest de la carte, la Vée, la Varenne, l'Egrenne, affluents de la Mayenne se dirigent vers le « bassin de la Loire ». Remarquons enfin, le cas particulier du haut cours de la Varenne, qui draine la région d'Échalou et de Messei et franchit par antécédence la barre de Grès armoricain au niveau de la chapelle des Roches.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Terrains protérozoïques

Briovérien

b. Schistes et grauwackes. Le territoire de la feuille Flers-de-l'Orne est occupé à peu près à 40 % par les terrains sédimentaires briovériens métamorphisés ou non. Ces formations sont recoupées par les granodiorites cadomiennes et recouvertes par les séries sédimentaires du Paléozoïque et du Jurassique à l'Est.

L'attribution d'un âge briovérien à ces terrains est suggérée par l'analyse des déformations cadomiennes et les intrusions tarditectoniques anté-cambriennes de la Mancellia. Cet âge est confirmé par l'existence de Cambrien sur les feuilles voisines (Alençon, la Ferté-Macé, Condé-sur-Noireau), discordant sur des séries flyschs de faciès analogue et localement sur les granodiorites cadomiennes.

La 3^e édition de la feuille Alençon à 1/80 000 faisait état de Briovérien moyen (x^2) et indifférencié (x). Cette distinction était basée sur l'existence des faciès schisteux noirs de Bellou-en-Houlme, assimilés aux phanites. L'étroite dépendance lithologique et structurale des différents faciès briovériens ne permet pas, dans l'état actuel des connaissances, une telle précision stratigraphique. Les caractères sédimentaires généraux du matériel autorisent aussi bien son attribution au Briovérien supérieur.

Sur le terrain trois faciès sédimentaires principaux sont reconnaissables :

— *les siltites straticulées* se rencontrent sur l'ensemble de la feuille et se présentent comme une alternance millimétrique de lits silteux et argileux clairs et sombres, ou de termes grauwackeux et silteux. Ces alternances rythmiques s'organisent en séquences plus ou moins tronquées avec à la base des *wackes* granoclassées, passant à une phase silteuse où sont fréquentes les figures sédimentaires : stratifications obliques, structures en flamme, lits convolutés ou structures de glissement plus nettes telles que *microslumps*, puis parfois à des argilites très fines généralement peu développées. Quelques surfaces inférieures de séquences nettes montrent une discontinuité déformée par des *load-cast* et des figures de courant (*flute cast*). La structure de ces siltites straticulées s'observe en général bien dans les cornéennes malgré la recristallisation qui « inverse » l'effet rendu par la granulométrie originelle. Dans certains bancs de siltites plus homogènes on peut observer des rouleaux pluridécimétriques, asymétriques (le moulin de la Nocherie, X = 383,44 ; Y = 1 106,53), dessinés par les surfaces de stratification et noyés dans une matrice silteuse, des amandes

gréseuses (le Cerisier, $X = 383,75$; $Y = 1\ 106,25$) ou des fractions de matériel non induré contournées anarchiquement (vallée de la Durance, $X = 375,75$; $Y = 1\ 122,07$). L'organisation sédimentaire en séquences, avec phases granoclassées suggère un transport par courant de turbidité. Cette sédimentation flysch peut localement et à différentes échelles être remobilisée sous l'action de glissements synsédimentaires. Une partie des dépôts apparaît donc caractérisée par l'existence de pentes, qu'il n'est pas encore possible de reconstituer, du fait d'une information trop lâche et discontinue ;

— *les wackes massives* en bancs pluri-décimétriques à inframétriques séparés par des lits centimétriques à décimétriques de siltites. Ces *wackes* sont très immatures et contiennent une forte proportion d'éléments lithiques (quartzites, volcanites acides, albitophyes, quartzites à inclusions charbonneuses), des grains de quartz, de feldspaths (feldspaths potassiques et plagioclases). Les éléments, rarement grossiers, sont généralement granoclassés. L'ensemble est noyé dans une matrice quartzo-phylliteuse ;

— *les argilites homogènes* noires n'affleurent que localement à Bellou-en-Houlme. Il s'agit d'un matériel argilo-silteux à granulométrie fine où la schistosité est soulignée par des granules opaques de matière organique ;

— *une lentille métrique conglomératique*, intraformationnelle a été observée dans la tranchée de la route Tinchebray—Flers ($X = 376,15$; $Y = 1\ 123,54$) dans la zone des schistes tachetés liés au massif de Chanu. Les galets, arrondis centimétriques, sont des métagrauwackes cornéifiées à quartz, plagioclase albitique, actinote, chlorite et épidote.

Les formations sédimentaires détritiques d'origine terrigène de cette région présentent donc les quelques caractéristiques essentielles suivantes :

- caractère immature accentué,
- héritage lithique important (*),
- absence d'intercalations volcanogènes et carbonatées,
- rareté des faciès conglomératiques,
- présence d'associations rythmiques,
- existence de structures gravitaires de glissement.

Les meilleurs affleurements montrant en partie les successions lithologiques se situent dans la vallée de la Varenne, malheureusement le Briovérien est recuit par le métamorphisme de contact. Seules, les régions de Bellou-en-Houlme et de Briouze fournissent un Briovérien non affecté thermiquement, mais cette région ne livre aucune coupe naturelle, ou artificielle, exploitable, l'altération est en effet très importante.

Terrains paléozoïques

Le territoire de la feuille Flers s'inscrit au Paléozoïque dans la province paléogéographique de la Mancellia. Cette dernière est définie par le caractère tardif, arénigien, de la transgression paléozoïque sur le socle cadomien. La sédimentation commence en effet avec le dépôt du Grès armoricain ; toutefois, sur la carte voisine Mortain, une mince lentille de sédiments cambriens a été récem-

(*) Cependant la non-observation de grains de phanites vrais, parmi ces éléments lithiques, peut être attribuée aussi bien au recuit métamorphique très important qui masque totalement ces microquartzites qu'à un réel manque de phanites.

ment découverte entre la pénéplaine cadomienne et le Grès armoricain. Par rapport à la période cambrienne, un déplacement des aires de subsidence s'est effectué à l'Ordovicien, entraînant une transgression d'origine orientale.

Les derniers sédiments paléozoïques de cette région sont attribués au Ludlo-wien ; comme il s'agit d'une limite due à l'érosion varisque, l'âge de la régression médio-paléozoïque ne peut être précisé ; en d'autres termes, le problème de l'existence d'une sédimentation éo-dévonienne régionale reste posé.

Ordovicien

La pénéplaine cadomienne à l'aurore des temps arénigiens est une surface à faible relief et dépourvue de produits de remaniement. Les granodiorites cadomiennes sont arénisées ; les arènes semblent partiellement dégagées par l'érosion car les tout premiers dépôts ordoviciens se confinent à des gouttières axées sur les bandes granitiques de Domfront—Bagnoles et de Halouze. La puissance totale de la sédimentation ordovicienne dépasse 500 mètres. A l'échelle des formations, l'alternance de ces dépôts épicontinentaux entre les deux pôles principaux (grès ou schistes) s'explique d'abord par l'instabilité épi-génique plutôt que par des considérations hydrodynamiques.

o2. Arénigien. Formation du Grès armoricain. La décroissance de puissance de la formation d'Est en Ouest (140 m à la Ferrière-aux-Étangs, 120 m dans la cluse de la Varenne, sur le territoire de la feuille Domfront) indique le sens de la transgression. La semelle conglomératique basale, ainsi que le contact avec le socle cadomien, sont rarement exposés. Les conglomérats sont constitués par des graviers de quartz pisaire ou avellanaire généralement bien usé. On peut distinguer un membre inférieur (40 à 50 m) formé de bancs massifs, métriques à plurimétriques où les quartz-arénites restent hétérométriques, avec un grain moyen variant entre 150 μm et 600 μm . Le membre supérieur est bien exposé dans la carrière du Gué Plat, au Sud de la Ferrière-aux-Étangs, ou au Nord de Saint-Clair-de-Halouze ; il comporte des quartzites mieux classés, avec un grain moyen de 100 μm , répartis en bancs métriques ; vers le sommet une alternance de quartzites décimétriques et de schistes se développe.

La maturité de texture et de composition du Grès armoricain est confirmée par un cortège de minéraux lourds ubiquistes, essentiellement représentés par le zircon, le rutile et la tourmaline. La prospection minière conduite par le B.R.G.M. a mis en évidence dans les bancs supérieurs du Grès armoricain des concentrations notables de rutile et de zircon, à caractère de placer de plage.

Les structures sédimentaires visibles se limitent à la stratification oblique, les rides de courant ou d'oscillation. Au sommet de la formation, les intercalations d'argilite noire soulignent mieux les critères d'émersion périodique tels que fentes de dessiccation ou horizons de copeaux de boue.

L'ichnofaciès du Grès armoricain est tout à fait caractéristique. Les grands terriers verticaux (*Skolithos*) existent à tous niveaux mais paraissent plus abondants dans le membre supérieur. La carrière du Gué Plat, au Sud de la Ferrière-aux-Étangs, offre un matériel de choix pour l'étude récemment réalisée des traces fossiles. On observe des traces de repos de Trilobites (*Rusophycus*) ainsi que leurs traces de fouissage ou d'ambulation (*Cruziana rugosa*, *C. goldfussi*, *C. furcifera*), des pistes simples et droites (*Planolites*), des pistes bilobées étroites (*Nereites* ?), des terriers ramifiés plus complexes (*Phycodes*).

Les corps fossiles eux-mêmes sont rares dans le Grès armoricain. Les anciennes découvertes se rapportent à la localité de Domfront (hors-carte) où sont signalés des Trilobites (*Ogyginus armoricanus*) et des Brachiopodes (*Ecteno-*

glossa lesueuri et *Dinobolus brimonti*). Toujours dans la cluse de la Varenne (carrière des Tanneries), des intercalations de schistes noirs des dix derniers mètres de la formation contiennent des Chitinozoaires extraits et étudiés, comme tous ceux de la succession régionale, par F. Paris (1981) : *Eremochitina baculata brevis*, *Velatachitina veligera* et *Lagenochitina obeligis*. Des comparaisons avec le Sahara ou la Montagne Noire permettent d'attribuer ces niveaux à l'Arénigien inférieur.

03-4. Llanvirnien—Llandeillien. Formation des Schistes du Pissot. Cette formation correspond aux Schistes à Calymènes de l'ancienne cartographie à 1/80 000. En raison de la couverture de colluvions émanant des formations gréseuses encadrantes, les affleurements sont limités au voisinage des galeries minières. Il est délicat d'apprécier la puissance de la formation ; on peut avancer 150 m dans le synclinal de Halouze, 175 m au Sud-Ouest de la présente carte (coupe de la Varenne, feuille Domfront à 1/50 000). Le sondage n° 1 de la Ferrière-aux-Étangs (*) réalisé en 1929 au Sud-Est de cette localité, au lieu-dit la Cointrie, a recoupé une formation schisteuse, interprétée en tant que Schistes à Calymènes, entre les profondeurs de 317 et 527 m ; compte tenu du pendage, ceci conférerait à cette formation une puissance réelle d'environ 180 mètres.

La formation du Pissot se compose d'argilites et de siltites noires micacées. L'étude diffractométrique de la fraction argileuse inférieure à 2 μ m révèle le faciès à illite (2/3) et chlorite (1/3) de l'anchizone, ce que confirme l'indice de cristallinité de l'illite. Les faisceaux gréseux présents dans les Schistes du Pissot sont annoncés par une mutation de l'ichnocoenose suivant la séquence : schistes à pistes fines, schistes gréseux à terriers laminaires, grès chloriteux passant ou non à du minerai oolithique.

Des niveaux conglomératiques décimétriques sont interstratifiés à la base des Schistes du Pissot ; les galets centimétriques se composent de quartz, dolomite, phosphate (collophanite), sidérite et chlorite ; des débris de Lingules s'observent fréquemment. Au puits Pralon, au Sud-Est de la Ferrière-aux-Étangs, un tel niveau est situé dans les schistes du mur à une dizaine de mètres au toit du Grès armoricain ; un autre niveau existe également au sein de la couche principale de minerai, tant dans la mine de la Ferrière-aux-Étangs que dans celle de Halouze.

Les précisions chronostratigraphiques récentes (M. Robardet, 1981) concernant la formation du Pissot ont été obtenues, à la limite de la carte, dans la coupe de la Varenne. Les trente premiers mètres de la base ont fourni des Trilobites (*Neseuretus cf. tristani*, *Ogygiocaris ? sp.*), des Graptolites (*Didymograptus* e.g. *bifidus*, *D. ? acutidens*, *D. ? robustus*, *D. affinis*, *D. nicholsoni*), des Ostracodes (*Ctenobolbina hispanica*). Cet ensemble indique un âge Llanvirnien inférieur. Cependant la limite Arenigien—Llanvirnien ne coïncide pas exactement avec la limite lithologique du Grès armoricain et des Schistes du Pissot car les quatre premiers mètres de cette dernière formation renferment un assemblage de Chitinozoaires de l'Arénigien.

Au sommet des Schistes du Pissot de la même coupe de la Varenne (rives droite et gauche) et à une quinzaine de mètres du toit de la formation, les études récentes ont mis à jour des Trilobites (*Neseuretus tristani*, *Nileus brimonti*, *Kloucekia ? micheli*, *Morgatia hupei*, *Crozonaspis struvei*, *Plaesiacomia œhlerti*, *Dionide mareki*, *Ectillaenus sp.*, *Prionocheilus sp.*), des Ostracodes (*Tetradella bussacensis*, *Primitia ? simplex*, *Ctenobolbina ribeiriana*), un Graptolite (*Glyptograptus vikarbyensis*) de la zone scandinave à *G. teretiusculus*. Ces niveaux fos-

(*) Coordonnées Lambert zone I : X = 390,87 et Y = 1 109,02.

silifères du sommet des Schistes du Pissot ont le même âge que le membre supérieur de la formation de Postolonnec en presque de Crozon, soit un âge llandeilien inférieur.

L'étude des Chitinozoaires, plus finement que toute autre, montre que l'âge de la formation du Pissot s'étendrait en réalité depuis l'Arenigien moyen jusqu'au Llandeilien. Les quatre premiers mètres de la formation, au sommet de la carrière des Tanneries, possèdent un assemblage arenigien moyen de la biozone d'extension de *Belochitina henryi*. Quatre biozones du Llanvirnien ont été reconnues au Nord de Domfront : *Cyathochitina protocolix*, *C. calix*, *C. campanulaeformis* et *Lagenochitina esthonica*, *Siphonochitina formosa*. Au hameau du Pissot, à l'entrée du chemin des Balhères, les trois biozones à *Linochitina pissotensis* indiquent le Llandeilien.

• **La minéralisation ferrifère stratiforme** (d'après G. Courty, 1965 et 1981, et R. Maillot, 1969). La minéralisation oolithique apparaît trois fois dans les Schistes du Pissot. La couche basale, la plus constante et la seule exploitée, a fait l'objet de nombreux travaux. Sur le territoire de la feuille Flers, elle n'a été cartographiée avec exactitude qu'au niveau des concessions de Larchamp et de Halouze (synclinal de Halouze) et de la Ferrière-aux-Étangs (fig. 1).

L'altitude stratigraphique de cette couche basale est difficile à apprécier pour des raisons d'ordre tectonique. Dans la concession occidentale de Larchamp, le minerai semble jouxter le Grès armoricain, vraisemblablement par suite d'un serrage tectonique. Dans la concession de Halouze, au niveau des puits du Vieux Fourneau et de Gévelot (Lambert zone I : X=380,16 et Y=1 114,95), l'épaisseur des « schistes du mur » atteint 25-30 mètres. Cette dernière augmente en direction du Sud-Est : 25-35 m dans la concession de la Ferrière-aux-Étangs, 35 m dans celle de Mont-en-Gérôme.

La puissance de la couche minéralisée varie entre 5 et 7 m dans la concession de Larchamp et la zone des dressants de Halouze. La zone centrale de cette dernière concession voit un accroissement de l'épaisseur (8 à 9 m). Une diminution sensible se relève dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs, du Nord-Ouest au Sud-Est : 3 à 5 m au Nord du puits Pralon, 2 à 2,20 m au Sud de la concession. Au niveau de la concession de Mont-en-Gérôme, la puissance n'est plus que de 1,80 m dans la vallée de la Misère, soit au voisinage du raccordement des synclinaux de la Ferrière-aux-Étangs et de Domfront (feuille Domfront à 1/50 000).

Les teneurs en fer, sur minerai grillé, accusent de même une décroissance du Nord-Ouest au Sud-Est à travers les synclinaux de Halouze et de la Ferrière-aux-Étangs : 50 % dans la couche de Larchamp, 48 % dans celle de Halouze, 47 à 50 % dans la zone nord de la concession de la Ferrière-aux-Étangs et 40 % à son extrémité sud, 33 % aux confins méridionaux de la concession de Mont-en-Gérôme. Dans le cadre étroit des synclinaux de Halouze et de la Ferrière-aux-Étangs, un chenal de sédimentation ferrifère, justifié par une corrélation teneur-puissance et de direction N 130 °E, a pu être décelé. Mais replacé dans le cadre plus vaste de la paléogéographie llanvirnienne, c'est bien un haut-fond de minerai oxydé, s'étendant de May-sur-Orne à Halouze, qui constitue le trait majeur de cette paléogéographie.

Le minerai est essentiellement oolithique, à nucléi de quartz. Trois types principaux sont distingués :

- 1) minerai noir à oolithes de chlorite et ciment chlorito-carbonaté,
- 2) minerai mixte à oolithes hématisées, à ciment de chlorite et sidérite,
- 3) minerai rouge à oolithes d'hématite primaire, à ciment de chlorite et sidérite.

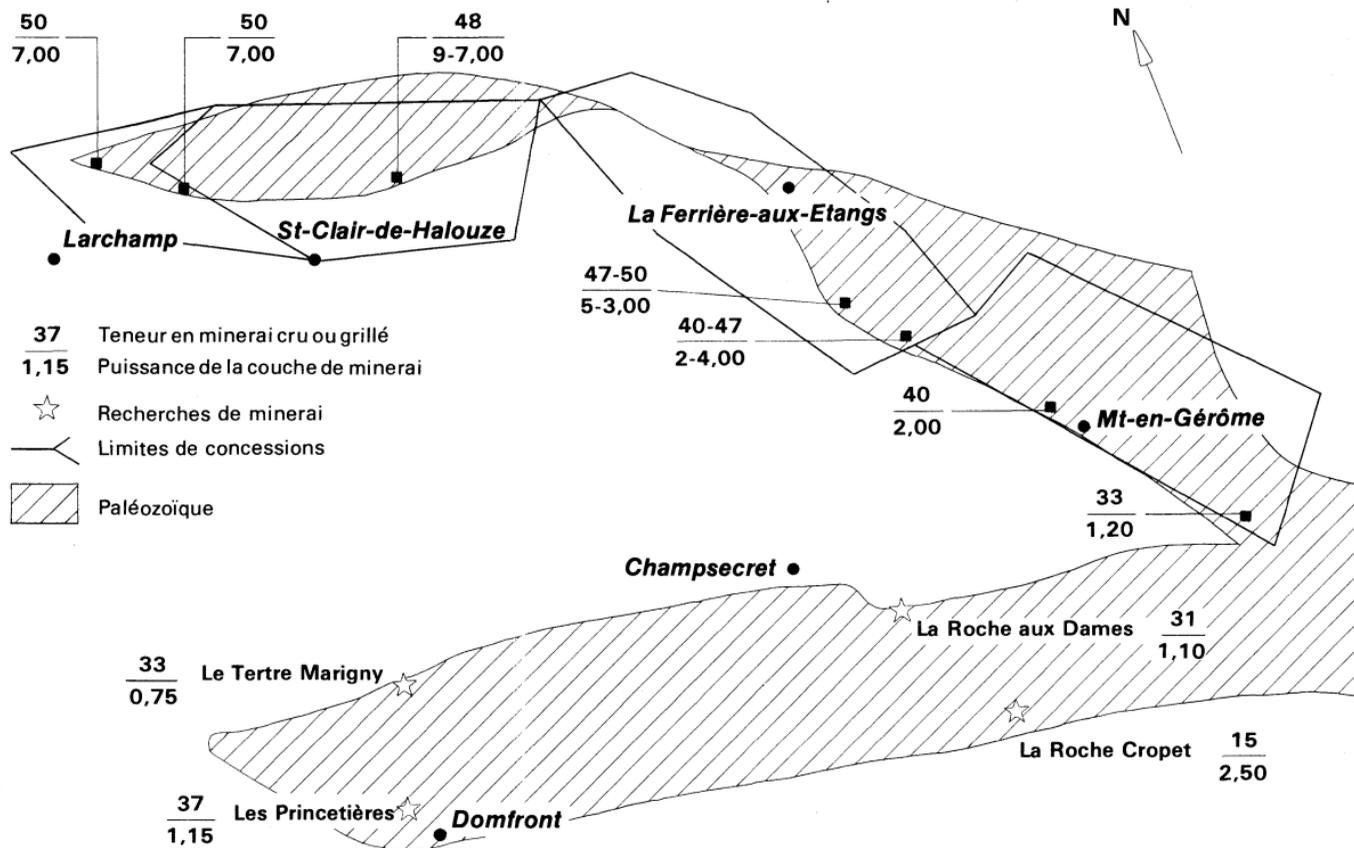


Fig. 1 - Variation de la puissance et de la teneur du minerai de fer dans les synclinaux de la forêt de Halouze, de la Ferrière-aux-Etangs, de Domfront. (Extrait de C. Enouf, 1981)

Un quatrième type, à oolithes de magnétite, s'attache aux zones broyées du « quartier magnétique d'Halouze ». La sidérite est toujours secondaire. On note accessoirement du rutile détritique, de la collophanite dans les enveloppes d'oolithes ou dans le noyau (Halouze), quelques sulfures (pyrite, chalcopyrite, galène et blende).

De façon générale, les termes oxydés sont des arénites à haute teneur d'oolithes ; les faciès silicatés ou intermédiaires sont des arénites vaseuses à forte proportion de lutite. Dans la mine de Halouze la minéralisation s'organise selon les séquences suivantes, de bas en haut : faciès silicaté basal (0,9 m), faciès oxydé (3 m) barré par un faisceau silicaté médian, faciès intermédiaire à oolithes hématisées (0,9 m), faciès silicaté (2,25 m), argilite (8 m), faciès silicaté sommital à oolithes dispersées (4,5 m). Le passage silicaté basal—oxydé traduit une régression, tandis qu'une transgression se marque par la séquence positive : faciès oxydé—faciès intermédiaire—faciès silicaté sommital. Le contrôle de cette évolution est d'ordre épirogénique. Le gisement de la Ferrière-aux-Étangs montre une variation latérale des faciès : zone nord-ouest avec 4 niveaux rouges à oligiste et chlorite séparés par un faciès silicaté, zone centrale où les trois horizons oxydés supérieurs ont fusionné, zone sud-est enrichie en oolithes silicatées. Cette évolution traduit un accroissement distal de la bathymétrie par rapport au haut-fond de Halouze.

O4-5. Llandeilien—Caradocien. Formation des Grès de May. A la suite de travaux anciens ou récents, le nom de *Formation du Tertre Chapon* avait été proposé pour cette formation ; mais ce lieu-dit ne figure sur aucune carte tant à 1/25 000 qu'à 1/50 000. Au demeurant, la formation des Grès de May peut être suivie de synclinaux en synclinaux depuis la localité-type jusque dans les Coëvrons. Sans doute l'âge des enveloppes de ce corps sédimentaire doit varier mais les données biostratigraphiques précises manquent pour en juger. Le seul horizon fossilifère connu des Grès de May du territoire de cette coupure se situe au hameau du Pont-de-Caen (angle sud-ouest de la carte), au carrefour de la D. 962 et de la route de la Haute-Chapelle (X = 380,00 et Y = 1 104,55). Les débris d'*Eohomalonotus*, autres Trilobites et Brachiopodes récoltés ne suffisent pas à fixer l'âge. Non loin de là, la carrière de la rive droite de Varenne (X = 379,65 et Y = 1 104,35) recèle un faisceau de schistes noirs ayant livré de nombreux Chitinozoaires : *Lagenochitina ponceti*, *Belonechitina cf. robusta*, *Cyathochitina cf. kuckersiana*.

La puissance des Grès de May, difficile à apprécier, paraît être de l'ordre de 80 à 100 mètres. De façon générale, la formation comporte des grès quartzitiques ou tendres souvent micacés, de teinte variable, rouge, ocre ou blanche. Le diamètre des grains de quartz ne dépasse guère 200 μm en moyenne. Des intercalations schisteuses noires existent au milieu de la formation, ainsi qu'au sommet où, devenant plus abondantes, elles soulignent une bioturbation intense comme dans les anciennes exploitations de la partie orientale du synclinal de Halouze. Dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs, une seule carrière est ouverte dans les Grès de May, aux Sablons (X = 392,17 et Y = 1 107,57), sur la commune de la Coulouche.

O5a. Caradocien. Formation des Schistes du Pont-de-Caen. La localité-type du Pont-de-Caen est située dans le quart sud-ouest de la feuille, au Nord-Est de Domfront. La formation se compose d'argilites noires, finement mica-cées et de siltites ; des faisceaux gréseux s'y intercalent. Le cortège des minéraux argileux, à base d'illite et de chlorite, ne diffère pas de celui des Schistes du Pissot.

La puissance (100 m ?) et la coupe lithologique des Schistes du Pont-de-Caen restent inconnues, en raison de l'extrême rareté des affleurements. La cartographie a été conduite en référence aux enveloppes inférieure et supérieure (Tillite de Feuguerolles ou Grès culminant).

Deux gisements fossilifères sont actuellement connus. Une roche pètrie de Bryozoaires indéterminables a été découverte au cours du lever du synclinal de Halouze, au pied des fours de calcination de la Bocagerie (X = 384,51 ; Y = 1 113,85). L'autre gisement, connu de H. Matte (1906), est situé au Pont-de-Caen, sur la D. 962 (X = 380,15 et Y = 1 104,55), à 10 m au-dessus de la base de la formation. Des études récentes (M. Robardet et *al.*, 1972 ; M. Robardet, 1981) ont permis d'identifier un Trilobite (*Plaesiacomia* aff. *rara*), des Ostracodes (*Ceratopsis* aff. *hastata*, *Bollia henningsmoeni*, *Primitiella* sp.), des Chitinozoaires de la biozone d'acmé de *Jenkinochitina tanvillensis*. Cette faunule permet d'attribuer un âge caradocien, peut-être même caradocien inférieur, pour cette partie basale des Schistes du Pont-de-Caen, soit un âge comparable aux Schistes d'Ecalgrain (Cotentin) ou aux Schistes de Raguenez (presqu'île de Crozon). En fonction de l'âge maximum de la formation sus-jacente, il est logique de considérer que la limite du Caradocien et de l'Ashgillien se situe dans la partie supérieure des Schistes du Pont-de-Caen.

06. Ashgillien. Formation de la Tillite de Feuguerolles. L'origine glacio-marine de cette formation a été établie à partir du matériel issu des forages et des puits de mines des synclinaux de May et d'Urville (L. Dangeard et F. Doré, 1971 ; F. Doré et J. Le Gall, 1972). La sédimentation d'éléments polygéniques en domaine marin était assurée par la fusion de glaces flottantes : il s'agit donc plus strictement d'une paratillite. L'existence de galets striés, rares mais très symptomatiques, mémorise le stade d'abrasion glaciaire subi par une partie du matériel en domaine continental. Seuls des galets de Paléozoïque sont remaniés. De très nombreux fragments de calcaires remaniés ont fourni une faunule ashgillienne de Conodontes de la zone à *Amorphognathus ordovicicus* (ou zones graptolitiques à *Discollograptus complanatus* et *D. anceps*). Un calcaire ashgillien (Calcaire des Vaux) de la même faunizone est connu *in situ*, 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.

L'âge minimum est donné par la faune de la limite Ashgillien—Llandovérien de la formation sus-jacente du Grès culminant.

Sur le territoire de la feuille Flers, la meilleure station d'observation de la tillite se situe dans le synclinal de Domfront, dans la carrière du Moulin-Plain (X = 381,17 et Y = 1 104,77), rive droite de la Varenne (Sud-Ouest de la feuille). La tillite est directement surmontée par le Grès culminant. La roche est une pélite gréseuse, noire, finement micacée, criblée de fragments hétérométriques de grès. De nombreuses vacuoles résultent de la dissolution de calcaires ashgilliens. La calcimétrie de la gangue révèle 4 % de CaCO₃. La médiane de cette gangue, mesurée en granulométrie plane sur lames minces, avoisine 5 µm. La fraction argileuse inférieure à 2 µm est composée d'illite et de chlorite.

La tillite constitue un repère stratigraphique très précieux, d'une puissance de 20 à 25 m, mais elle est le plus souvent altérée, friable et de couleur terreuse. Aussi les endroits où elle a été effectivement observée sur cette feuille Flers sont-ils ici recensés de façon précise :

• *Synclinal de Domfront, de l'Ouest vers l'Est :*

- les Loges (*) (X = 374,00 et Y = 1 140,40), 1 km au Nord-Ouest de Lonlay-
l'Abbaye ;
- la Bardouillère (*) (X = 378,84 et Y = 1 105,55), 1 km au Nord-Est de la
Haute-Chapelle ;
- la Hargrinière (X = 380,70 et Y = 1 104,92, sur la D. 962 de Domfront à
Flers ;
- au Sud de la Fançonnière (X = 382,70 et Y = 1 104,90), rive droite de la
Varenne, talus nord de la ligne de chemin de fer, flanc nord du synclinal de
Domfront ;
- trois affleurements au Sud de la Rochelle, rive droite du ruisseau, 1,2 km au
Sud-Est de Champsecret.

• *Synclinal de Halouze :*

- carrefour de la Noë-Brulée (X = 381,70 et Y = 1 115,75), 900 m au Sud de
la Chapelle-Biche ;
- tranchée inondée des fours des calcination de la Bocagerie (X = 384,50 et
Y = 1 113,85), 2,5 km à l'E.NE de Saint-Clair-de-Halouze.

• *Synclinal de la Ferrière-aux-Étangs, du Nord-Ouest au Sud-Est :*

- les Ventes (X = 392,05 et Y = 1 109,10), (X = 392,00 et Y = 1 109,30) ;
- les Novalles (X = 392,20 et Y = 1 108,80), D. 18 ;
- les Ainés, point coté 227 (X = 392,75 et Y = 1 108,05), D. 18 ;
- le Val-de-Vée (X = 393,50 et Y = 1 108,25), D. 18 ;
- le Rocher-Barré (X = 395,20 et Y = 1 107,00), D. 18.

Les diverses coupes partielles levées dans la Tillite de Feuguerolles sont difficilement corrélables. Dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs, les sections de Novalles et des Ainés présentent deux niveaux de tillite séparés par un membre de grès micacés bruns ou clairs. Dans la coupe du Val-de-Vée, la tillite est séparée des ampélites par des schistes finement stratifiés. Une alternance de faciès tillitiques et de schistes est directement subordonnée au Grès culminant du Rocher-Barré. En raison du caractère particulier du dépôt, cette diversité relève probablement d'incidences tectoniques.

Silurien

La paléogéographie au Silurien reste mal connue, en raison de la position terminale des terrains de ce système dans les synclinaux paléozoïques régionaux. La puissance totale reconnue avoisine 200 mètres.

O6-S1. Ashgillien—Llandovérien. Formation du Grès culminant. Dans le cadre de la feuille Flers, le rôle morphologique de la formation reste discret et ne s'accusera que dans celui de la feuille Domfront. Cette formation porte encore la dénomination de Grès du Desfais (H. Matte, 1906) ou de Grès du Tertre de la Violière (M. Robardet, 1981).

(*) Ces noms ne figurent que sur les fonds topographiques à 1/25 000.

La lithologie et la puissance (70 m) du Grès culminant restent relativement homogènes dans le synclinal de Domfront où l'ancienne cartographie (Alençon à 1/80 000) ne retenait leur présence que dans le seul flanc sud. La base du Grès culminant est observable dans la carrière déjà citée du Moulin-Plain. Elle se compose de grès-quartzites blancs, stratifiés en bancs décimétriques à métriques, à rides d'oscillation. La médiane des grès évolue entre 100 et 200 μm . Cette sub-arkose contient 5 à 7 % de microcline. La pyrite est toujours présente, mais ne se développe qu'au-dessus des vingt premiers mètres ; la roche prend alors une teinte gris violacé tout à fait caractéristique ; de nombreux filonnets de quartz lardent les grès. Outre la pyrite, les minéraux lourds ubiquistes conservent un cachet ordovicien : les zircons incolores sont très roulés, les rutilles brun-rouge prédominent sur les rutilles jaunes, les tourmalines brunes (2/3) sur les tourmalines vertes (1/3) ; l'anatase et la brookite restent accessoires. Statistiquement, le Grès culminant apparaît plus pauvre en tourmaline que les autres formations arénacées de l'Ordovicien (Grès armoricain et Grès de May).

Dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs, l'ancienne cartographie (Alençon à 1/80 000) ignorait la présence du Grès culminant. Ce dernier a été reconnu au flanc nord comme au flanc sud, mais, comme observé par R. Maillot (1969), les intercalations schisteuses deviennent plus abondantes dans ce synclinal et, de façon plus générale, en direction orientale.

Le problème de l'âge du Grès culminant ne peut être que partiellement résolu. La présence de schistes à nodules avec *Bolbozoe anomala* ? et *Lunulicardium carolinum* est signalée à la base du Grès culminant du synclinal de Domfront, dans un puits de la Guyardière (H. Matte, 1906) ; faute de précision concernant la position exacte de ce gisement, il n'a pu être tenu compte de cette observation dans la cartographie.

Le sommet du Grès culminant du synclinal de Domfront a fourni récemment une faune de Graptolites (M. Robardet, 1973 et 1981) ; le gisement se situe dans le chemin reliant la Croix Pavée à la Riantée (X = 383,00 et Y = 1 104,35). La coexistence de *Climacograptus normalis* et d'*Orthograptus truncatus abbreviatus* autorise à considérer que le sommet du Grès culminant appartient soit à l'Ashgillien (zone à *Dicellograptus anceps*) soit au Llandovérien (zone à *Glyptograptus persculptus*).

Dans l'attente d'une décision plus ferme et conformément à la pratique antérieure, le Grès culminant est laissé ici dans le Silurien.

St-3. Llandovérien—Ludlowien. Ampélites. Les schistes siluriens dont le faciès ampélitique ne constitue qu'un aspect occupent, dans le synclinal de Domfront, les dépressions de l'Égrenne nourrie du Choiseul, de la Varenne et de son affluent l'Andainette, ainsi que la vallée directionnelle de la Vée dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs. Un seul témoin d'ampélites à Graptolites et *Cardiola interrupta* est signalé par Ch. Renault (1905) dans la partie orientale du synclinal de Halouze, à la ferme de Buisson Roux ; cette localité qui n'apparaît plus sur les nouveaux fonds topographiques est à situer entre la chapelle des Roches et le Poteau.

Tenant compte des observations anciennes et nouvelles, il a été évité dans la présente cartographie de couvrir les schistes siluriens des limons d'altération qui existent pourtant systématiquement.

Aucune succession, même partielle, n'est observable. Un forage hydrogéologique (X = 393,07 et Y = 1 108,12) réalisé en 1979 dans la vallée de la Vée, à 1 500 m au Sud-Ouest de la Coulonche (synclinal de la Ferrière-aux-Étangs) a traversé 120 m d'ampélites avec débris de Monograptidés reconnus à 108 m,

mais la puissance réelle reste hors d'atteinte, faute de connaître la géométrie de l'assise.

L'analyse diffractométrique de trois échantillons d'ampélites prélevés au Vaussourd (commune de la Haute-Chapelle), dans le ruisseau du Choiseul (commune de Lonlay-l'Abbaye) et au Val-de-Vée (commune de la Coulonche) a montré la prédominance de la pyrophyllite sur l'illite et la chlorite. Ce test permet éventuellement de différencier les schistes siluriens des schistes carado-ciens, à condition que la pyrophyllite soit présente. Dans la Basse-Normandie orientale, ce minéral apparaît au Wenlockien au niveau des synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois, mais seulement à la base du Ludlowien dans le synclinal d'Urville.

La connaissance biostratigraphique du Silurien argileux reste parcellaire, mais de nouveaux gisements du synclinal de Domfront ont été étudiés récemment (M. Robardet, 1981) ; ils sont ici décrits d'Ouest en Est :

— les Guimondières (X = 377,50 et Y = 1 107,75), commune de Lonlay-l'Abbaye : *Pristiograptus dubius*, *Monograptus priodon* et *M. armoricanus*, présents dans les ampélites de la route ouest du hameau indiquent l'appartenance au Wenlockien ;

— Nord de la vallée du Choiseul, route du Défais aux Guimondières (X = 378,92 et Y = 1 106,85) : *Pristiograptus dubius*, associé à des Ostracodes, des Lamellibranches, atteste là encore la présence du Wenlockien ;

— Ouest du Défais (X = 379,50 et Y = 1 105,85), commune de la Haute-Chapelle : à une vingtaine de mètres au-dessus du toit du Grès culminant, un Rétiolitidé accompagne *Pristiograptus dubius* ;

— le Vaussourd (X = 381,53 et Y = 1 105,00), commune de la Haute-Chapelle : ce gisement découvert au cours des levés contient de nombreux Graptolites, en dépit de la proximité du filon lamprophyrique situé immédiatement au Sud ;

— le Tertre (X = 384,00 et Y = 1 104,92), Ouest de la commune de Champsecrét, chemin descendant à la rivière à l'Ouest du hameau : *Saetograptus (S.) fritschi fritschi* et *Cucullograptus (Lobograptus) cf. crinitus* indiquent cette fois le Ludlowien inférieur.

Naturellement, la présence de niveaux siluriens plus élevés ne peut être exclue.

Terrains mésozoïques

15. **Pliensbachien. Grès de Sainte-Opportune. Grès fins fossilifères, à passées sableuses et conglomérat basal. R15. Vestiges de la formation démantelée sur place, parfois solifluée.** Une formation sableuse grésifiée, peu épaisse (1 à 3 m) est transgressive sur la pénélaine post-hercynienne. Ces grès liasiques ne sont connus que par quelques témoins isolés, principalement au Nord-Est de la feuille ; encore faut-il souligner que cette formation détritique n'est en place, en bancs continus discordants sur le socle, que dans le bois de la Mousse, sur le territoire de la commune de Sainte-Honorine-la-Guillaume. Dans tous les autres affleurements cartographiés, les grès n'existent qu'en blocs isolés, plus ou moins rapprochés les uns des autres, parfois soliflués sur les pentes. Au Sud-Est de la feuille, à l'Ouest de la Sauvagère, les grès azoïques cartographiés en Lias, ont un âge incertain.

Les Grès de Sainte-Opportune, ou Grès de la Piquerie, du nom d'un hameau de cette commune, débutent par un conglomérat de base discontinu et plus ou

moins épais. Au bois de la Mousse, la formation repose sur le granite arénisé et kaolinisé en surface et le conglomérat, épais de quelques centimètres à un mètre au plus, a une matrice gréseuse grossière à fine. Les galets, de taille centimétrique à décimétrique, proviennent du remaniement des roches paléozoïques ou briovériennes et exceptionnellement du granite lui-même. La nature de ces galets (quartz filoniens, poudingue ou grès feldspathiques cambriens, quartzites ordoviciens) et leurs caractéristiques morphologiques (indices d'aplatissement, de dissymétrie et d'éroussé) montrent leurs affinités avec les galets à caractères fluviaux du Trias de la dépression Falaise—Carentan. Ces matériaux du conglomérat basal et une partie des sables, sans doute, dériveraient alors du remaniement des couches détritiques meubles, d'origine continentale et rapportées au Trias terminal (assise d'Eroudeville).

A Sainte-Opportune et au lieu-dit la Piquerie au Sud-Est du village, le conglomérat se réduit à quelques graviers principalement en quartz ; il en est de même près de la Sauvagère où les grès, mal datés, montrent à leur base quelques décimètres de grès grossier à rares dragées de quartz.

Au-dessus du conglomérat basal, les Grès de Sainte-Opportune dérivent de la silicification plus ou moins régulière d'un sable fin (grain moyen 200 microns) à passées argileuses et lits coquilliers ou graveleux. Leur couleur généralement claire est localement brune ou brun rougeâtre (oxyde de fer). Les grains de quartz sont mal classés, anguleux (soit non usés, soit secondairement nourris de silice), irrégulièrement répartis et séparés par endroits par des plages de matrice pélitique silicifiée sous forme de microcristaux de quartz. On note la présence de petites paillettes de micas et quelques rares minéraux lourds ubiquistes. La silicification est irrégulière, horizontalement et verticalement, en fonction de la porosité initiale des sables et de leur compactage.

Les grès contiennent localement des graviers, essentiellement des quartz hyalins ou laiteux, qui sont alignés dans les plans de stratification, comme les bioclastes ; ces derniers, généralement dissous, laissent des cavités partiellement remplies d'un résidu argilo-ferrugineux ou plus rarement par une mosaïque de quartz. Parmi les fossiles, concentrés sur les plans de stratification, on note souvent la prédominance d'une espèce ou d'un groupe d'espèces. Au bois de la Mousse, la faune est composée de moules internes et d'empreintes de Brachiopodes (*Zeilleria indentata*, *Gibbirhynchia* sp., *Lobothyris* sp., *Spiriferina muensteri*), de Bivalves (*Chlamys* sp., *Entolium disciforme*, *Terquemia pectiniforme*, *Antiquilima succincta*, *Pinna inflata*, *Oxytoma* sp., *Cardinia* sp.), de petits Gastéropodes voisins de ceux des « poches à Gastéropodes » des écueils carixiens du Sud de Caen, des Bélemnites (*Passaloteuthis*, *Hastites*) et de rares Polypiers solitaires. Plusieurs empreintes et moules internes de *Becheiceras* y ont été autrefois récoltés, indiquant la présence d'un horizon à la limite des zones à Davoei et à Stokesi, au passage Carixien—Domérien (Pliensbachien). De plus une flore très riche a été décrite par O. Lignier dans ce gisement. Elle est composée d'Equisétales, Cordaïtales, Cycadales, Ptéridospermales et même *Propal-mophyllum liasinum* considéré par cet auteur comme ancêtre des Palmiers, avec de nombreuses empreintes de bois.

A la Piquerie, les Rhynchonelles (*Gibbirhynchia* sp.) dominent chez les Brachiopodes (*Spiriferina muensteri*, *Zeilleria indentata*, *Z. sarthacensis*). Aux Bivalves du bois de la Mousse, s'ajoutent *Gryphaea sportella*, *Eopecten*, *Modiolus*, Gastéropodes, Bélemnites, mêmes Ammonites, Polypiers. Les empreintes de Ptéridospermales et d'Equisétales, de bois fossiles, sont bien préservées. *Pseudopecten aequivalvis* y aurait également été récolté, ce qui confirme la fourchette chronostratigraphique proposée précédemment. Aucun fossile du Domérien supérieur n'a été signalé jusqu'à présent dans ces couches gréseuses qui

sont recouvertes en plusieurs endroits par des argiles et des silts clairs, sans fossiles, cartographiés sous la notation IA.

Latéralement, les Grès de Sainte-Opportune passent à l'Est (feuille Argentan) et au Nord-Est (feuille Falaise) à des sables fins à niveaux concrétionnés, contenant une faune de même âge. Quant aux lambeaux de grès quartzites azoïques de la Sauvagère, grossiers à la base, fins au sommet, leur âge n'est pas encore établi avec certitude. Provisoirement, ils sont rapportés aux Grès de Sainte-Opportune (Pliensbachien). Situés à 11 km au S.SW des affleurements de grès liasiques des environs de Briouze, ces placages résiduels de blocs gréseux tabulaires, discordants sur le granite, paraissent encore dans les limites de la transgression liasique et présentent des analogies faciologiques avec les grès plienschbachiens. Dans le contexte régional, il est toutefois difficile de différencier certains faciès résiduels des grès liasiques, d'autres faciès résiduels de grès du Crétacé supérieur ou de l'Eocène connus sur le territoire des cartes environnantes, en l'absence de fossile et d'autant plus que les matériaux sédimentaires sont en grande partie hérités des roches cristallines et sédimentaires antérieures. Rien ne permet en tout cas de les attribuer au Grès armoricain (M.-J. Graindor, 1965).

Les Grès de Sainte-Opportune étaient exploités principalement pour l'empierrement, mais également pour la construction.

IA. Pliensbachien supérieur à Toarcien basal possible. Argiles et silts argileux clairs, sans fossiles. Des couches d'argiles et de silts argileux blanchâtres, à passées de sables fins, affleurent principalement au N.NE de Sainte-Opportune, près de la ferme de la Boscherie où elles atteignent 4 à 5 m de puissance au-dessus des grès liasiques. Une lentille de sable fin, jaunâtre à rougeâtre, intercalée dans ce faciès, a été exploitée autrefois comme sable de fonderie. Les couches IA ont été observées sur 0,50 m dans une carrière au centre du bois de la Mousse. Au Nord de Briouze, un petit affleurement des argiles et silts repose directement sur le cailloutis de base du Pliensbachien cartographié Rj. La mise en place de ces dépôts fin IA serait intervenue après le démantèlement des Grès de Sainte-Opportune probablement irrégulièrement cimentés et dont il reste ici quelques blocs éparpillés dans les champs voisins (Est de la ferme de la Bordelière sur le territoire de la feuille Flers et sur celui de la feuille Argentan adjacente). Les minéraux argileux de ces dépôts détritiques argilo-silteux sont en égale proportion de la kaolinite et de l'illite, parfois accompagnées d'un peu de smectite ; ces faciès azoïques appartiennent donc à un milieu moins ouvert que celui des Grès de Sainte-Opportune. Sur le territoire de la feuille Argentan, ils sont intercalés entre l'équivalent sableux des Grès de Sainte-Opportune à la base et des argiles à miches calcaires fossilifères du Toarcien inférieur au sommet (équivalent latéral des Argiles à Poissons). Les argiles et silts cartographiés IA se seraient mis en place au cours d'une régression marine d'âge plienschbachien supérieur à toarcien basal (zone à *Tenuicostatum*).

Quaternaire et formations superficielles

Formations résiduelles d'altérations superficielles

*A*b. **Altération sur schistes et grès du Briovérien non métamorphique.** Sur les schistes et grès briovériens, il n'est pas rare d'observer des formations à dominante silteuse dues à une altération *in situ* de la roche.

*A*bS²_c, *A*bS²_{ch}. **Altération sur schistes et grès du Briovérien dans la zone *Schistes tachetés*.**

Yc. **Arénisation sur granite.** Ces formations sont également le résultat d'une altération ménagée de la roche sur des épaisseurs qui peuvent atteindre une dizaine de mètres.

N.B. — Les zones d'extension de ces formations d'altération figurées sur la carte ne correspondent pas à une cartographie fine des altérites. Dans les différents types individualisés tous les degrés peuvent se rencontrer, avec, à l'extérieur, des zones où le substratum non altéré est affleurant.

Formations résiduelles

Rls. **Grès de Sainte-Opportune.** Grès et conglomérats en blocs isolés, parfois soliflués. Voir le paragraphe l5.

Rj. **Cailloutis résiduel de la base du Jurassique transgressif.** Galets et graviers, matrice de sable moyen à grossier. Dans le quart nord-est du territoire de la feuille, un cailloutis résiduel dérivé de la base du Grès de Sainte-Opportune, à galets remaniés du Trias supérieur détritique, est cartographié sur les replats et sur les versants de vallées où il est largement colluvionné. Très localement ce cailloutis est en place sous les argiles et silts IA au Nord de Briouze. Parmi les galets de Rj se retrouvent outre le cortège pétrographique déjà cité à la base des Grès de Sainte-Opportune (quartz de filon, conglomérats et grès feldspathiques cambriens, quartzites ordoviciens), quelques galets de la formation pliensbachienne démantelée. Ces galets bien usés, aux formes variées, conservent des caractères fluviaux et n'ont guère subi de retouches marines lors de la transgression liasique ; celle-ci s'est donc produite rapidement, avec un faible remaniement des éléments déplacés. Les galets peuvent atteindre dix et parfois quinze centimètres ; ils sont empâtés dans une matrice de sables quartzeux moyens à grossiers.

Au Nord de Briouze, la fréquence et la taille des galets diminuent ; les graviers de quartz semblent dominer. Près de Sainte-Opportune, ce cailloutis se raréfie au point que cette formation ne peut plus être représentée sur la carte. Une réserve doit être faite quant à l'âge liasique de ce cailloutis résiduel dans la mesure où il pourrait avoir été remanié localement au cours des transgressions du Jurassique moyen comme c'est par exemple le cas à la base du Bajocien supérieur sur le territoire de la feuille Argentan.

Épandages continentaux

S. **Dépôts de pente hétérométriques périglaciaires.** Ces dépôts sont d'âge essentiellement weichsélien (*head*) et contiennent de gros blocs provenant de la gélifraction des barres gréseuses paléozoïques (Grès armoricain principalement). En général ces dépôts sont peu épais et constituent des pavages en surface des versants. Seuls les amas les plus importants ont été représentés sur la carte (forêt des Andaines, forêt de Halouze). Des formations de même type existent sur les pentes des croupes de cornéennes qui dominent les massifs granodioritiques. Une faible épaisseur n'a pas justifié une représentation cartographique.

Œy. **Loess weichsélien—wurmien.** Ces loess sont peu épais et peu étendus, aussi, en général, ils n'ont pas été représentés sur la carte, ormis les affleurements peu conséquents de la vallée de l'Egrenne. Ce sont des limons bruns à brun-jaune, non carbonatés qui prolongent vers l'Est la couverture loessique beaucoup plus épaisse des régions de Granville, Avranches, Mont-Saint-Michel. Ces dépôts ont été alimentés pendant le Weichsélien par des vents d'Ouest, apportant des poussières du fond du golfe normand-breton alors exondé. Sur la feuille Fiers-de-l'Orne, nous n'avons que la traîne de ce grand placage loessique. L'apport limoneux éolien est grand et se présente soit sous

forme d'une couche limoneuse homogène intégrée dans la pédogénèse post-weichsélienne, soit mélangée avec le substratum altéré lorsque la pente n'est pas trop forte. Les caractéristiques sédimentologiques du loess sont identiques à celles des limons des feuilles Mortain, Avranches, Mont-Saint-Michel : médiane vers 25-30 μm , fraction 10-50 μm dominante, courbe granulométrique cumulative en sigmoïde. Toutefois la teneur en argile est plus importante : 15-20 %. Le quartz est de loin le minéral dominant. On y rencontre un peu de feldspaths, de muscovite. La kaolinite est plus importante que l'illite, la vermiculite et la chlorite. L'association de minéraux lourds, épidote—amphibole (apport marin du fond du golfe) prédomine sur zircon—tourmaline—rutile, bien qu'elle diminue progressivement vers l'Est, d'Avranches à Flers.

Alluvions—Colluvions

Fv. Alluvions fluviales périglaciaires de l'Egrenne. Cette haute terrasse du Pléistocène inférieur est beaucoup plus nette au Sud, à la confluence Egrenne—Varenne où elle constitue un glacis-terrasse très développé. Les terrasses moyennes (Fw) et basses (Fx) sont beaucoup plus limitées. Immédiatement au Sud de la feuille Flers-de-l'Orne (feuille Domfront) des argiles lagunaires puis lacustres sont conservées dans un petit fossé tectonique d'âge pléistocène. Elles sont recouvertes par la nappe fluviale Fv d'abord silteuse à silto-sableuse, puis sableuse et enfin graveleuse à gros blocs vers le haut. Ces argiles des communes de la Haute-Chapelle, Saint-Gilles-des-Marais étaient autrefois exploitées par les potiers de Ger.

Fw. Alluvions fluviales grossières périglaciaires de l'Egrenne. Elles correspondent à une terrasse moyenne, d'âge vraisemblablement pléistocène moyen, pré-saalien.

Fx. Alluvions fluviales périglaciaires saaliennes. On ne les trouve que dans la vallée de l'Egrenne au Sud-Est où elles font partie d'un système de terrasses qui s'affirme un peu plus au Sud (feuille Domfront) à la confluence Egrenne—Varenne. Sur cette feuille l'étagement des terrasses est peu net, aussi la distinction établie entre Fx et Fw reste-t-elle aléatoire. Ces alluvions sont grossières (sables, graviers, blocs), en pente douce (basse terrasse) jusqu'à la plaine alluviale actuelle de l'Egrenne (Fz). Elles sont rapportées au Saalien (dernière période froide du Pléistocène moyen).

CF. Colluvions indifférenciées. Ces dépôts de pentes passent insensiblement à des épandages de fond de vallée ou prolongent localement des glacis de solifluxion.

Fz. Alluvions fluviales holocènes. Ces alluvions sont en général peu épaisses (moins d'un mètre), limoneuses dans l'angle sud-ouest de la feuille (vallée de l'Egrenne), car elles remanient les loess weichséliens—wurmien. Le parcours rectiligne de certains de ces cours d'eau suggère une influence structurale du substratum (accident cassant ou direction structurale cadomienne).

K. Épandages complexes de dépressions. Ces épandages de formations alluviales fluviales occupent les dépressions du Grand Hazé et du bois de Messei ; ils reposent sur un substratum d'altérites briovériennes très important.

T. Tourbe. Cette formation généralement peu puissante (quelques décimètres) s'observe dans les dépressions précitées. Dans le marais du Grand Hazé, elle a été autrefois exploitée.

Formations anthropiques

X. Remblais, dépôts anthropiques. Ces dépôts sont accumulés artificiellement dans d'anciennes carrières d'exploitation du Grès armoricain.

ROCHES PLUTONIQUES

Granodiorites et granites cadomiens

Quatre massifs affleurent sur le territoire de la carte Flers :

- le massif d'Athis,
- le massif de Chanu,
- le massif de Larchamp,
- le massif de la Ferté-Macé—Saint-Bômer.

Massif d'Athis

Il affleure dans l'angle nord-est de la carte et débordé largement sur les trois cartes voisines (Argentan, Falaise et Condé-sur-Noireau). Il constitue une ellipse (26 km × 12 km) orientée N 110 °E. Dans la région de Sainte-Opportune et du bois de la Mousse, les grès et les poudingues témoignent de la transgression liasique. Sur le bord nord-est du massif (carte Falaise), les formations cambriennes du synclinal de la forêt Auvray reposent en discordance stratigraphique sur la granodiorite. Le massif d'Athis est entièrement encaissé dans les schistes et les grauwackes briovériens qu'il métamorphose fortement à son contact. La cartographie du secteur sud-ouest du massif n'a pas permis de différencier plusieurs types pétrographiques. Cependant en fonction de l'intensité de l'arénisation deux zones ont été distinguées :

— l'une s'étend en bordure du massif depuis Sainte-Opportune au Sud jusqu'au hameau de la Corbellière au Nord. Peu affleurante, elle est généralement en dépression, tant par rapport aux cornéennes qui cernent le massif, que vis-à-vis des parties plus internes du massif. Les carrières de la Corbellière, du Buisson-Corblin et du Val Ronfeugerai (X = 391,7 ; Y = 1 121) permettent d'observer l'intensité de l'arénisation (≥ 10 m) ;

— la zone interne montre un relief plus contrasté avec des collines (30-40 mètres) où la granodiorite apparaît en boules métriques à pluri-métriques ou subaffleure. La mise à l'affleurement de la roche saine (non arénisée) paraît être en relation avec l'érosion consécutive à l'encaissement de la Rouvre et de ses affluents (Riss).

Y⁴. Granodiorite à cordiérite. Macroscopiquement, la *granodiorite* présente une texture grenue (3 à 4 mm), équante, associant principalement quartz, feldspaths et biotite. La cordiérite prismatique, de couleur vert sombre, est pratiquement toujours observable. Plus rarement on remarque l'existence sporadique de baguettes de tourmaline. Localement l'apparition de phénocristaux (1 à 2 cm) de feldspath potassique a été relevée, mais l'irrégularité du phénomène (et les conditions d'affleurement) n'ont pas permis de distinction cartographique. Dans la zone de bordure du massif (de la Corbellière au Val Ronfeugerai) les observations ponctuelles semblent montrer que la granodiorite présente une granulométrie moyenne (1 à 2 mm) inférieure à celle de l'ensemble du massif.

Au microscope la granodiorite montre une texture hypidiomorphe à plagioclases (30 à 35 %) automorphes zonés (An 32 → 18), quartz globulaire (30 à

35 %), feldspath potassique (15 à 20 %) xénomorphe, perthitique, incluant plagioclase, quartz et biotite. La biotite (12 à 16 %) est en lamelles automorphes ; elle inclut fréquemment apatite, zircon, sulfure et ilménite. La cordiérite (3 à 7 %) est en cristaux automorphes généralement pinitisés et/ou transformés en gigantolite.

Les enclaves, abondantes, de taille centimétrique à décimétrique, sont de quatre types principaux :

- cornéennes de l'encaissant, peu transformées, généralement anguleuses, à contact franc avec la granodiorite ;
- enclaves surmicacées et/ou alumineuses, aplaties à contact flou ;
- nodules de quartz ;
- enclaves microgrenues, ou grenues fines, sombres, sphériques ou ovoïdes, montrant des limites nettes avec la granodiorite.

En outre une enclave centimétrique de sillimanite prismatique a été observée, au lieu-dit le Rocher-Méris, 3 km N.NE du Buisson-Corblin. Un panneau hectométrique de cornéennes, enclavé dans le massif, est cartographié près du hameau des Haies-Jean (D 259, 1,5 km au Nord-Est du Buisson-Corblin).

Le contact entre granodiorite et cornéennes, décalé par plusieurs failles N 30° - 45 °E [Durcet, la Petite (X = 389,5 ; Y = 1 122,3)] paraît être penté vers l'extérieur du massif. Cependant la disposition des isogrades de métamorphisme de contact autour de « l'apophyse » de Sainte-Opportune suggère qu'ici le contact a un pendage interne (ou tout au moins sub-vertical) et que le massif présente une sorte de protubérance déversée vers le Sud (voir coupes interprétatives, chapitre Métamorphisme).

Massif de Chanu

Il constitue un petit massif sub-circulaire d'environ 6 km de diamètre, encaissé dans les formations briovériennes. Quatre faciès pétrographiques ont été distingués lors de la cartographie.

γ_c^4 . **Granodiorite à cordiérite.** L'essentiel du massif est constitué par une granodiorite à biotite et cordiérite très voisine de celle d'Athis, tant sur le plan macroscopique que micrographique. On peut l'observer commodément dans les carrières du mont Crespin (X = 379,5 ; Y = 1 122,7).

Quelques variations sont notables ; ainsi, aux carrières du Rocher Blais (2 km au Sud de Landisacq), la roche montre une granulométrie plus fine (1 à 2 mm). L'examen micrographique indique qu'il s'agit d'un granite monzonitique à biotite, muscovite et cordiérite accessoire.

L'arénisation est plus intense au cœur du massif que sur ses bordures où la granodiorite constitue avec les cornéennes voisines une ligne de relief qui cerne le massif.

γ_a^{1-2} . **Leucogranite. Le complexe leucogranitique du mont de la Roue** (2 km à l'Est de Chanu) forme une butte bien individualisée de la masse principale. Les affleurements y sont rares, mais les pierriers et les boules granitiques de petite taille abondent. La roche grenue, équante, montre une patine rousse due à l'imprégnation ferrugineuse importante des feldspaths. Le quartz gris-noir donne une teinte foncée à la roche. La muscovite est abondante. Certains échantillons montrent quelques biotites. Par ailleurs des blocs d'aplite et de pegmatite filoniennes sont observés, ainsi que du quartz.

L'étude micrographique de quelques échantillons révèle que l'on peut distinguer deux faciès principaux :

— l'un montre des textures hypidiomorphes qui rappellent celle de la granodiorite à biotite et cordiérite banale, avec plagioclases automorphes zonés à cœur sériciteux, et des biotites brun-rouge irrégulièrement chloritisées et muscovitisées. La muscovite est abondante, parfois en amas qui semblent pseudomorphoser d'anciennes cordiérites. Quelques textures micropegmatitiques associant quartz et feldspath potassique sont observées ;

— l'autre a une texture xénomorphe grenue ; le plagioclase paraît strictement albitique ; le feldspath potassique est plus abondant, microclinisé et albitisé (veines et taches). La muscovite abondante est soit en lamelles d'allure primaire, soit en lames blastiques se développant aux dépens des feldspaths, d'anciennes biotites ou d'andalousite assez fréquente en cristaux automorphes. La tourmaline est ubiquiste.

Les deux types de roche sont affectés par une cataclase marquée par la déformation des quartz, des micas et des feldspaths, et parfois par des textures de sous-grain.

Les conditions d'affleurement et d'intrication apparente des deux faciès leucogranitiques n'ont pas permis de distinction cartographique. Les conditions de gisement et les observations pétrographiques suggèrent qu'il s'agit d'une coupole leucogranitique en périphérie du massif granodioritique. Les relations avec la masse principale n'ont pas été observées.

Leucogranites de la Butte Rouge. Ils affleurent sur une surface d'environ 0,3 km² en limite nord-ouest du massif de Chanu. Il s'agit de roches à grain moyen, leucocrates, de teinte rosée à jaunâtre. Le faciès principal est riche en quartz et en feldspath ; la muscovite y est toujours observée, la tourmaline très fréquente. On y observe un cortège aplitique et pegmatitique subordonné.

Au microscope ces roches montrent des textures xénomorphes à hypidiomorphes grenues associant quartz, feldspath potassique (microcline) xénomorphe souvent albitisé (veines et taches), plagioclase acide (oligoclase acide à albite) parfois automorphe et zoné avec un cœur sériciteux. Les associations micropegmatitiques quartz-feldspath potassique sont fréquentes. La muscovite abondante est le plus souvent en lamelles blastiques tardives. Certains amas rappellent des pseudomorphoses de cordiérite. Quelques rares biotites sont muscovitisées. L'andalousite est très fréquente, en cristaux automorphes millimétriques, incomplètement muscovitisés. La tourmaline est abondante.

Par son gisement et sa pétrographie ce pointement leucogranitique rappelle celui du mont de la Roue ; il s'agirait aussi d'une coupole leucogranitique péri-batholitique.

γ_{bm}^3 Granite fin à biotite et muscovite. Il affleure dans la vallée de la Durance (affluent du Noireau), au Nord-Ouest du massif de Chanu, en une bande nord-sud d'environ 1 km sur 0,1 à 0,2 km. Il s'agit d'une roche à grain fin (0,5 à 1 mm), de couleur sombre, riche en biotite, montrant des cristaux automorphes de feldspath (2 à 5 mm) répartis dans la mésostase fine.

Au microscope cette roche montre un fond grenu xénomorphe à quartz (25 à 30 %), feldspath potassique (25 à 30 %), plagioclase (20 à 25 %) parfois sub-automorphes zonés, séricitisés (oligoclase), biotite (12 - 16 %), muscovite en lames poecilites (4 à 6 %). Dans cette mésostase on observe des plagioclases automorphes (2 à 5 mm) zonés (cœur d'andésine sériciteux et bord d'oligoclase basique), des amas polycristallins de biotite fine associée avec de la mus-

covite, des quartz globulaires de 1 à 2 mm. Les minéraux accessoires sont apatite, zircon, sulfure, leucoxène.

Il s'agit donc d'un granite monzonitique à biotite et muscovite, qui montre deux temps de cristallisation. Ses affinités avec les faciès granodioritiques qui constituent l'essentiel du massif de Chanu sont fortes. Il paraît logique d'interpréter ce petit corps granitique comme un précurseur du massif principal, intrusif dans un environnement encore froid.

Massif de Larchamp

Il constitue au Nord de Larchamp et de Saint-Clair-de-Halouze une bande est-ouest d'une dizaine de kilomètres. La partie orientale de ce massif sert de substratum au synclinal paléozoïque de Saint-Clair-de-Halouze ou bien est souvent recouverte par les éboulis dérivant des grès paléozoïques (*head*). La partie occidentale, en dépression, affleure très médiocrement.

L'essentiel du massif est constitué par une **granodiorite à biotite et cordiérite** (γ_c^4) à grain moyen très semblable à celle de Chanu, Saint-Bomer ou Athis. Cependant un **leucogranite aplitique à muscovite et tourmaline** (γ_a^{1-2}) a été repéré localement :

- en affleurement à l'Est du hameau de la Dulinière (1,5 km au Nord-Ouest de Larchamp) ;
- en blocs et « pierres volantes » à la Joanière ($X = 377,7$; $Y = 1\ 115,3$) (limite sud du massif au Nord-Ouest de Larchamp) et un kilomètre au Sud des Fresnays (3 km au Sud-Est de Saint-Cormier-des-Landes).

Les relations leucogranite—granodiorite n'ont pas été observées.

Massif de la Ferté-Macé — Saint-Bômer

Ce massif allongé est-ouest traverse toute la carte et débouche largement à l'Est sur les cartes Argentan et la Ferté-Macé. Dans le cadre de la coupure Flers deux zones peuvent être distinguées. Elles sont séparées par l'accident qui de la Ferrière-aux-Étangs à Saint-Maurice-du-Désert fait chevaucher la partie nord-orientale du massif sur le synclinal paléozoïque de la Ferrière-aux-Étangs et sur la partie sud-occidentale du massif.

Le contact sud du massif passe apparemment en continuité sous le synclinal paléozoïque depuis le hameau de Vée à l'Est (2 km au Sud-Ouest de la Sauvagère) jusqu'au voisinage du carrefour de la Bicassière ($X = 392$; $Y = 1\ 106$) dans la forêt des Andaines.

Les conditions d'affleurement diffèrent sensiblement entre les deux zones :

- la partie nord-occidentale, portée à des altitudes importantes (280 à 300 m) par le jeu de la tectonique chevauchante, est soumise à une forte érosion et affleure assez bien (relief de collines entaillées par des ruisseaux encaissés) ;
- la partie sud-occidentale, en dépression entre les buttes de cornéennes qui jalonnent les contacts nord et sud, est très arénisée. Les zones affleurantes n'apparaissent qu'au voisinage des rivières (Varenne, Egrenne) et de leurs affluents importants (ruisseau de Choisel) qui recourent et entaillent profondément le massif et ses bordures de cornéennes.

Les limites du massif sont nettement sécantes sur la structure briovérienne ; cartographiquement le contact paraît sub-vertical ou penté vers l'extérieur. À l'affleurement le contact a été observé dans un chemin creux, 180 mètres au Sud de l'Épine Orbière ($X = 379,5$; $Y = 1\ 112,1$) ; il est brutal et sub-vertical.

La granodiorite, maintenant arénisée, recoupe les cornéennes briovériennes. Aucune bordure figée n'est observée ; la granodiorite présente une granulométrie banale (2 à 3 mm). Quelques enclaves décimétriques de cornéennes sont isolées dans la granodiorite.

Le rétrécissement du massif au niveau de la vallée de la Varenne paraît être en relation avec le rejeu normal d'accident sub-verticaux (N 0° à 30 °E) entraînant l'abaissement du compartiment oriental.

Un seul faciès pétrographique a été reconnu : il s'agit d'une **granodiorite à biotite et cordiérite** (Y_1^1) à grain moyen, équante qui rappelle les faciès rencontrés dans les trois autres massifs granodioritiques. Localement, on remarque des termes à grain plus fin (1 mm) ou des faciès à tendance porphyroïde.

Au microscope la roche montre une texture hypidiomorphe grenue à plagioclase (30 à 40 %) en cristaux automorphes zonés (andésine à oligoclase), feldspath potassique (10 à 15 % exceptionnellement 25 %) xénomorphe, parfois en cristaux maclés Carlsbad, monzonitiques, quartz abondant (25 à 35 %), biotite (12 à 20 %) et cordiérite prismatique (3 à 10 %) pinitisée et/ou transformée en gigantolite. Les minéraux accessoires sont apatite, zircon, sphène et opaque (sulfure, ilménite).

Au voisinage du chevauchement de la Ferrière-aux-Étangs à Saint-Maurice-du-Désert, la granodiorite est affectée par une forte cataclase qui se marque par la déformation du quartz (extinction onduleuse, lanière) et des feldspaths (macles tordues, extinction onduleuse, cassures). Les biotites fortement chloritisées et les muscovites montrent des *kinks* et un début d'effritement le long des plans de cisaillement.

Au niveau du chevauchement lui-même, la roche montre une structure plane déterminée par des lits quartzo-sériciteux qui se moulent sur des clastes déformés de quartz ou de plagioclase. Il s'agit de schistes mylonitiques.

Le cortège filonien lié à ce massif est extrêmement réduit : seul un filon de **leucogranite aplitique** (Y^2) à muscovite et tourmaline a été cartographié dans les cornéennes au Nord du hameau de l'Épine-Heuzé (X = 376,1 ; Y = 1 112,8).

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Briovérien métamorphique

Description des faciès

Autour des massifs granodioritiques, le Briovérien encaissant est métamorphisé sur une largeur de 1 km minimum. Deux faciès principaux ont été reconnus.

• **Les schistes tachetés**, qui constituent l'auréole externe, se caractérisent par l'existence de taches millimétriques dans les niveaux argilo-silteux. Au fur et à mesure que l'on s'approche des massifs granodioritiques la taille et l'abondance des taches s'accroissent. Les niveaux grés-grauwackeux ne sont guère modifiés. Les structures sédimentaires (litage, granoclassement...) et la schistosité sont bien conservées.

Au microscope les siltites et les argilites montrent une trame orientée de séricite et de chlorite déterminant une schistosité plus ou moins marquée, le quartz, et les feldspaths, sont en petits grains (0,05 mm) plus ou moins abondants. Deux types sont différenciés par la nature des taches :

— *schistes à blastes de chlorite* (bS_{ch}^2),

— *schistes à blastes de cordiérite* bS_c^2 .

Le caractère post-schisteux de ces blastes qui se surimposent à la schistosité a toujours été reconnu. La biotite apparaît en lamelles, souvent transverses, généralement verdâtres ; elle peut cependant avoir des teintes brun clair dans les zones proches de la limite avec les cornéennes. La tourmaline, fine, aciculaire, peut être présente.

• **Les cornéennes** (bK_0^3), qui ont totalement (ou presque) recristallisé sous l'effet du thermométamorphisme statique, montrent une texture massive, sans schistosité. Cependant le litage sédimentaire originel est conservé ; les niveaux d'argilites sont riches en taches de cordiérite millimétriques (2 à 5 mm) parfois coalescentes, tandis que les lits gréseux en sont dépourvus. Ceci confère à ces roches leur aspect rubané caractéristique.

La limite entre cornéennes et schistes tachetés est progressive mais rapide. La distinction sur des échantillons altérés n'est pas toujours évidente ; cependant la résistance des cornéennes à l'érosion fait qu'elles apparaissent en plateau autour des massifs granodioritiques ; le passage aux schistes tachetés se marque par une rupture de pente assez nette (ex. : bordure du massif d'Athis et bordure nord du massif de la Ferté-Macé). La morphologie très encaissée des vallées est aussi caractéristique de la zone des cornéennes.

Au microscope les niveaux quartzo-feldspathiques montrent une texture mosaïque polygonale associant quartz, plagioclase (oligoclase) et plus rarement feldspath potassique. La cordiérite pinitisée apparaît en plages amiboïdes. La biotite est en lamelles brunes à brun-rouge. La muscovite en lames blastiques se développe essentiellement aux dépens de la cordiérite. La tourmaline aciculaire peut être abondante.

Les niveaux silto-argileux sont riches en cordiérite, pinitisée et en biotites brun-rouge, parfois chloritisées. La muscovite abondante apparaît en lames blastiques tardives. Le quartz et le plagioclase, peu abondants, sont en petits cristaux trapus associés dans un assemblage polygonal isogranulaire. La tourmaline est souvent abondante.

Certains échantillons prélevés dans la zone la plus interne de l'auréole métamorphique sont riches en feldspath potassique, finement perthitique, en cristaux parfois poecilites, associés à la cordiérite. Un échantillon de cornéenne a montré l'existence d'andalousite associée avec de la cordiérite.

Définition et répartition des isogrades

Le premier isograde marque la limite d'observation du thermométamorphisme sur le terrain : il se traduit par l'apparition de blastes de chlorite dans les niveaux d'argilites.

En s'approchant des massifs granodioritiques l'apparition de blastes de cordiérite en place des blastes chloriteux définit l'isograde qui sépare la zone à chlorite (Z^{ch}) (*low grade* selon H.G.F. Winckler) de la zone à cordiérite + muscovite) (Z^{ch-co}) (*medium grade*).

En général l'étroitesse de la zone à chlorite et les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis d'exprimer sur la carte l'isograde + cordiérite. (Ex. : région de Bellou-en-Houlme). Cependant autour de la Selle-la Forge une zone de schistes à blastes de chlorite a pu être individualisée.

Il faut remarquer que le fond des schistes à blastes de cordiérite est constitué d'une trame schisteuse à séricite et chlorite, sur laquelle peuvent se surimposer des lamelles de biotite verte ou brun clair.

La disparition totale de la chlorite n'est réelle qu'à partir de la limite des cornéennes qui peut aussi être considérée comme un isograde. C'est en effet à partir d'ici que la biotite brun-rouge remplace systématiquement la chlorite (Z^{co-bi}). Dans la zone des cornéennes la présence quasi systématique de muscovite en lamelles blastiques tardives marque l'existence d'une phase rétrograde importante.

L'apparition, dans les zones les plus internes de l'auréole, de feldspath potassique matérialise une zone à cordiérite—feldspath potassique (*high grade*) où la température a dépassé 600 °C. L'isograde correspondant n'a pu être établi sur la carte du fait de sa probable discontinuité et des conditions d'observations.

La répartition des cornéennes et la disposition des isogrades permettent de définir deux secteurs :

— la partie sud-ouest de la carte où le Briovérien est entièrement cornéifié entre les trois massifs granodioritiques de Chanu, Larchamp et Saint-Bômer—la Ferté-Macé. Ces derniers s'enracinent donc sur un plancher granodioritique continu et peu profond ;

— le quart nord-est de la carte où le massif d'Athis, ceinturé par les cornéennes, apparaît comme un pluton indépendant, partiellement raccordé au plancher granodioritique dans la région de Flers sous la zone des schistes tachetés. La continuité du soubassement granodioritique dans la région de Bellou-en-Houlme—Briouze n'est pas évidente. Les coupes interprétatives (fig. 2) illustrent les relations entre le massif d'Athis et les massifs de Chanu, Larchamp et la Ferté-Macé.

ROCHES FILONIENNES

ε. **Dolérite.** Ces roches constituent des filons subméridiens de puissance plurimétrique à pluridécamétrique et d'extension plurikilométrique, qui recoupent les terrains briovériens et les granodiorites cadomiennes dans la partie occidentale de la carte. Le filon le plus important affleure à l'Ouest de Saint-Bômer. Il s'agit de roches à texture ophitique associant le plagioclase en lattes automorphes zonées (labrador → andésine), l'augite en larges plages, irrégulièrement ouralitisées ou chloritisées. Le quartz, rare, apparaît parfois en assemblage granophyrique interstitiel avec le plagioclase. La hornblende brune est présente. Les minéraux accessoires sont apatite aciculaire, oxydes ferro-titanés, sphène, sulfures.

ν. **Lamprophyre.** Des venues lamprophyriques sont observées dans les ampélites du synclinal de Domfront. Au Vaussourdet ($X = 381,53$; $Y = 1\ 105,00$), à mi-chemin entre le Pont-de-Caen et le confluent de la Varenne et de l'Andainette, un filon très altéré, d'une puissance de 50 m, est orienté localement N 80 °E (pendage : 30 °N). Les nombreuses paillettes de biotite chloritisée sont criblées d'aiguilles de rutile. L'illitisation des feldspaths est totale, l'apatite abondante sous forme de prismes très allongés, le quartz en plage de cristallisation résiduelle. Près de la Brousse, au Sud de Lonlay-l'Abbaye, sur le flanc ouest de l'Egrenne, le filon qui était déjà représenté sur la feuille Alençon à 1/80 000 ne s'observe plus que sous forme de pierres volantes.

Q. **Quartz.** Aucun filon important de quartz n'a pu être représenté, seules des notations ponctuelles indiquent les zones où l'abondance des blocs épars signale la présence d'un réseau de filons peu puissants, non affleurants.

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

DÉFORMATIONS CADOMIENNES

Le socle cadomien de la feuille Flers-de-l'Orne est constitué par les terrains sédimentaires briovériens plissés au cours de l'orogénèse cadomienne, dans lesquels percent les intrusions granodioritiques tarditectoniques de Chanu, d'Athis, de la Ferté-Macé. L'existence de cette phase plicative cadomienne est exprimée par la discordance cartographique générale du Paléozoïque sur le Briovérien.

Ces premières déformations se présentent en plis serrés parfois à tendance isoclinal s'orientant autour d'une direction N 60-75 °E, de plan axial vertical ou légèrement déversé vers le Sud (80-85 °N) et axe subhorizontal à léger plongement axial (plongement de 10 à 15° vers l'Est en général). Elles s'accompagnent d'une schistosité à la limite du flux (trame phylliteuse assez bien développée). Les conditions d'affleurement sont telles qu'il est difficile de mettre en évidence ces plis. Les observations sont par conséquent assez rares, signalons cependant, les plis du moulin de la Nocherie (X = 383,44 ; Y = 1 106,53) et d'Auvilliers (X = 384,46 ; Y = 1 110,23). Le premier est un pli métrique dans des cornéennes de siltites homogènes. Le flanc nord de ce synclinal montre en outre dans les cornéennes de siltites straticulées des figures de déformation synsédimentaire (*slumping*). Le second est un pli d'amplitude hectométrique que l'on peut construire en parcourant la coupe en rive droite de la rivière Halouze. La schistosité est rarement lisible : celle-ci est masquée par le recuit métamorphique dû aux montées granitiques ; les deux tiers du Briovérien affleurant sont constitués par les cornéennes. Le métamorphisme régional associé à la phase de déformation cadomienne, d'intensité très faible (anchizone, épizone), est masqué par les effets du métamorphisme de contact lié aux intrusions granodioritiques tardi-tectoniques.

DÉFORMATIONS VARISQUES

Les déformations varisques affectent une couverture paléozoïque d'une puissance connue de 700 m et discordante sur un socle cadomien fortement induré par les intrusions granodioritiques et leurs auréoles thermiques de cornéennes.

La discordance du Paléozoïque sur le socle cadomien s'observe, hors-carte, à Domfront, en rive gauche de la Varenne : les cornéennes du Briovérien possèdent une direction N 80 °E et plongent au Sud de 70°, le Grès armoricain, orienté N 100 °E, présente un pendage de 30 °N.

Les déformations des terrains primaires relèvent d'une tectonique de revêtement cassante, induite par la tectonique de fond du substratum cadomien.

Les structures varisques du cadre de la feuille Flers sont représentées au Sud-Ouest par un segment du synclinal de Mortain—Domfront, au centre par le synclinal de Saint-Clair-de-Halouze, prolongé au Sud-Est par le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs. L'ablation du flanc nord de ces synclinaux constitue leur caractère commun.

Synclinal de Mortain—Domfront (fig. 3, fig. 4)

Ce pli cylindrique à grand rayon de courbure s'oriente autour d'une direction N 110 °E ; la schistosité de fracture de plan axial, d'observation fort rare, est présentée par les ampélites de la rive droite du Choisel. Le flanc sud est largement étalé avec un pendage nord moyen de 25° au niveau du Grès armoricain. La partie axiale silurienne montre des replis anticlinaux secondaires. L'existence de la Tillite de Feuguerolles sous le Grès culminant de la carrière du Moulin-

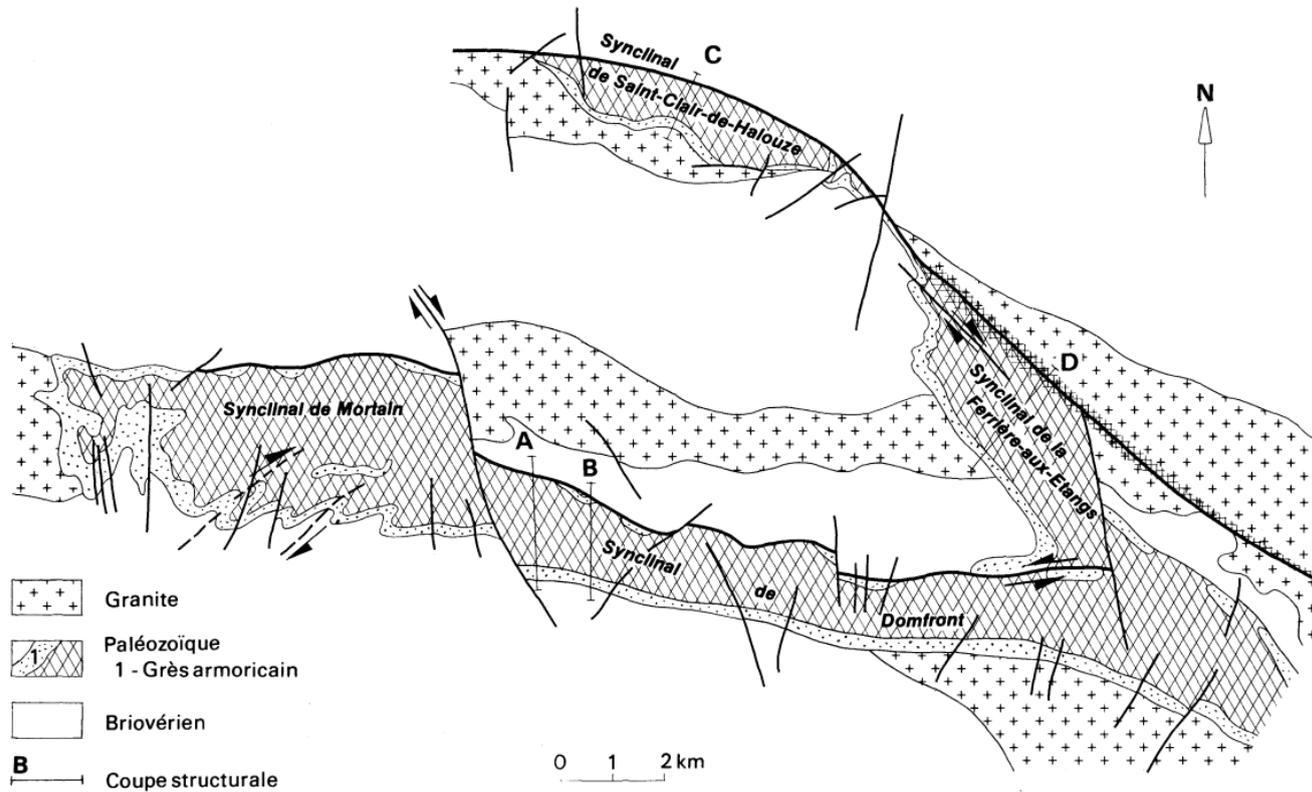


Fig. 3 - Schéma géologique des synclinaux paléozoïques. Localisation des coupes structurales.

(Feuilles Flers, Mortain, Domfront)

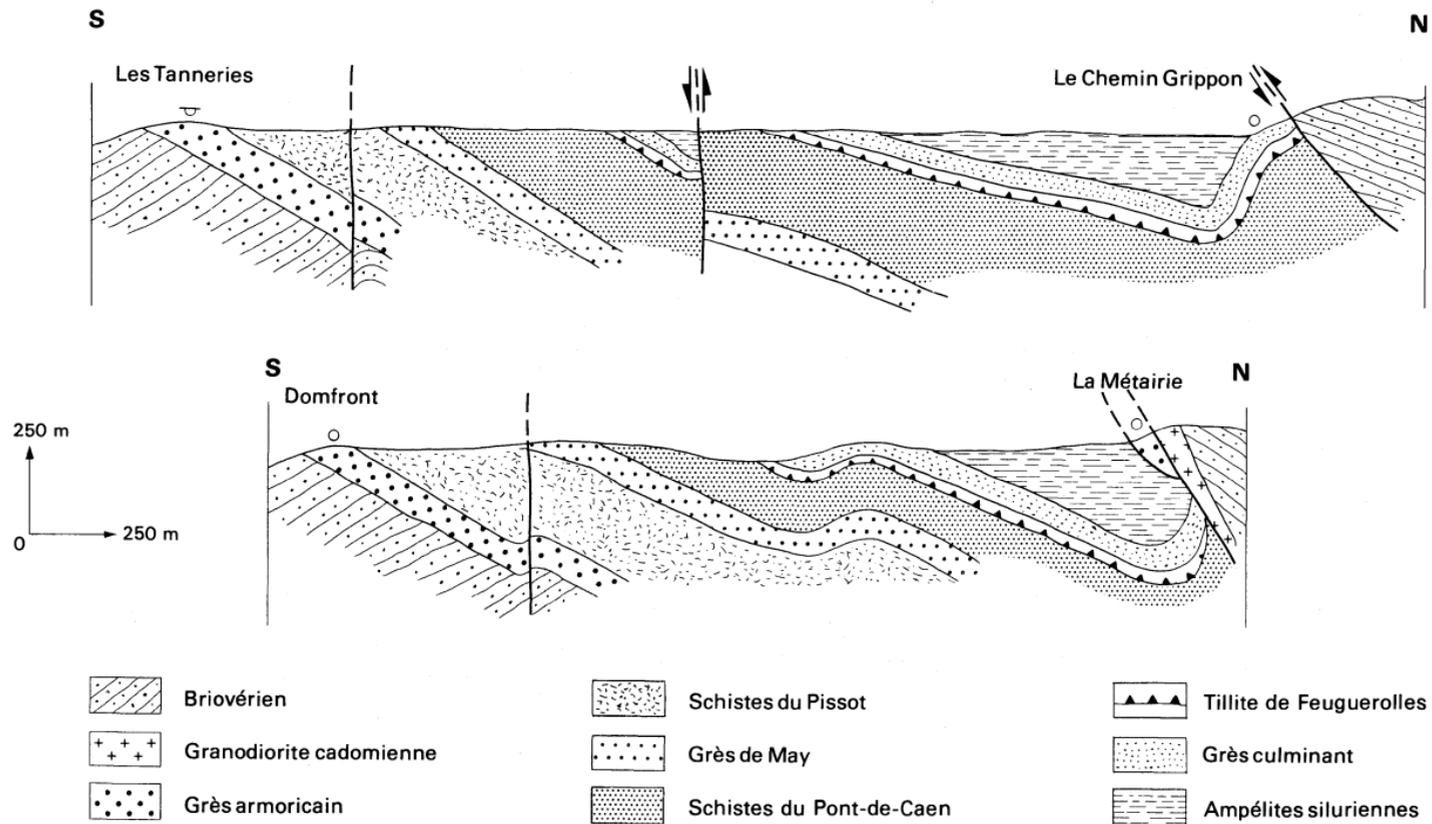


Fig. 4 - Coupes transversales A et B dans le synclinal de Domfront.

Localisation : voir fig. 3 (C. Enouf, 1981)

Plain d'une part et, à l'Ouest, sur la D. 962, entre la Violaire et le Pont-de-Caen d'autre part correspond à un anticlinal. Le Grès culminant du Rocher, à 2 km au N.NE de la Haute-Chapelle, est organisé de même avec au Nord un pendage de 15 °N et au Sud un pendage de 13 °S.

Dans l'ancienne cartographie (feuille Alençon, 1/80 000, 3^e édit.), était envisagée une suppression totale du flanc nord, selon un contact socle cadomien—ampélites. Mais des témoins de flanc nord subsistent.

Le Grès culminant a été en effet reconnu, d'Ouest en Est :

— au Nord des Isles, rive gauche de l'Egrenne, selon une direction N 80 °E et un pendage sub-vertical ;

— à la Foissonnière et au Chemin-Grippon ; dans cette dernière localité, une coupe transversale montre que le Grès culminant contigu aux ampélites possède un pendage de 40 °S, mais qu'il se renverse 20 °N au contact faillé avec les cornéennes ;

— à la Rochelle (Sud de Champsecret) où les ondulations du Grès culminant font affleurer plusieurs fois la tillite ordovicienne.

La distinction entre le Grès culminant et le Grès armoricain est parfois délicate parmi ces lambeaux de flanc nord, mais la présence du Grès armoricain est cependant assurée :

— de part et d'autre de la Métairie (3 km au Sud de Saint-Bômer-les-Forges) ; au lieu-dit le Tertre Marigny (feuille Flers 5-6, 1/25 000), d'anciens travaux ont mis en évidence le renversement du Grès armoricain au Sud sur les Schistes du Pissot et leur minerai de fer, lesquels présentent une direction N 145 °E et un pendage inverse de 60 °N ;

— au Sud-Est de Champsecret, le puissant témoin de Grès armoricain de la Rochelle, avec un pendage de 45 °N, semble également renversé, mais les critères de polarité, physiques et biologiques, font défaut.

La déformation cassante du synclinal de Domfront se traduit par deux familles d'accidents verticaux : l'une N 15 °E dominante, l'autre N 155 °E. Mais le décrochement dextre de l'Egrenne, avec un déplacement de 3 km de la barre de Grès armoricain du flanc sud, constitue un trait majeur de la structure. On note que cet accident se produit à l'endroit où le contact entre les cornéennes et le Briovérien non métamorphique, formations de compétence différente, disparaît sous l'Ordovicien. Le rôle du décrochement de l'Egrenne déborde largement le cadre de la feuille Flers et même celui des feuilles Mortain et Domfront. Son rejeu semble s'être poursuivi fort longtemps, car il limite la répartition des dépôts éocènes situés plus au Sud, jusqu'aux abords du bassin de Laval ; à l'autre extrémité, sa prolongation par la côte est du Cotentin a été envisagée, au prix de quelques interpolations.

Synclinal de Saint-Clair-de-Halouze (fig. 3, fig. 5)

Ce synclinal « porté » par la granodiorite de Larchamp présente une direction générale et une schistosité de fracture de plan axial orientées N 110 °E. La faille bordière septentrionale qui se prolonge dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs entraîne l'ablation du flanc nord, en mettant en contact les schistes du Pont-de-Caen et les cornéennes du socle cadomien ; son caractère présumé de faille inverse n'est pas directement observable. A l'extrémité orientale, au niveau de la cluse de la Varenne, subsiste cependant un panneau de flanc nord, depuis le Grès armoricain jusqu'aux Schistes du Pont-de-Caen ; les deux flancs écaillés de cette transversale enserrant un témoin d'ampélites siluriennes.

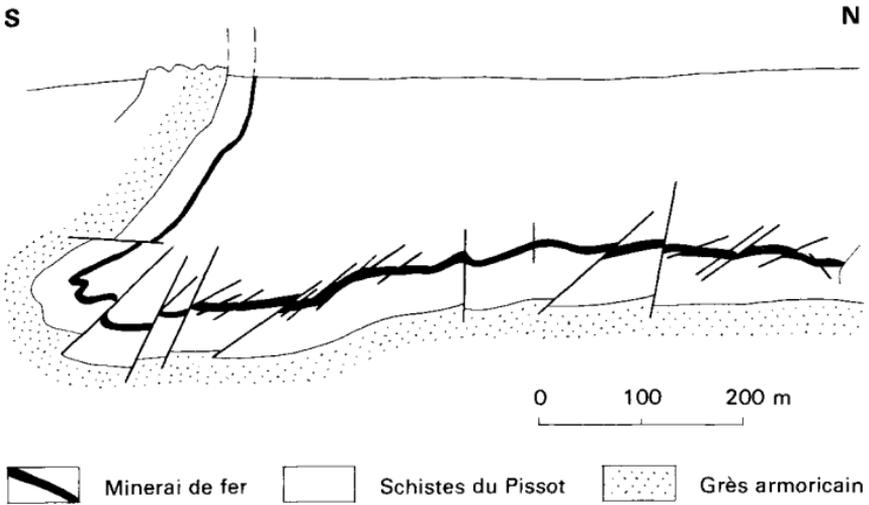


Fig. 5 - Coupe C du synclinal de Halouze, d'après les travaux miniers.

Localisation : voir fig. 3

La morphologie du synclinal de Halouze peut être abordée d'Ouest en Est en suivant la structure des barres gréseuses du flanc sud. A l'extrémité occidentale de la concession de Larchamp, le Grès armoricain et les Schistes du Pissot plongent au Nord-Est de 45-65°. Entre le ruisseau des Huttereaux et le Puits Gévelot, le Grès armoricain est déversé, avec un pendage de 70 °S. Le pendage redevient normal (65 °N) entre les Nouettes et la route de Saint-Clair-de-Halouze à la Chapelle-Biche. Le tronçon, orienté N 120 °E et s'étendant au Nord des Cités, présente à nouveau un pendage inverse (60 °S). Ce déversement persiste jusqu'à la rive droite de la Varenne où les Grès de May plongent au Sud de 45°. Après la dislocation du Grès armoricain, provisoirement orienté SW-NE sur la rive gauche de la Varenne, cette formation s'effile en direction N 130 °E en reprenant un pendage normal de 70 °N.

Les travaux de recherche minière de la concession de Halouze complètent l'information structurale. Tout en confirmant les rétrodéversements locaux du flanc sud, ils mettent en évidence un dressant sub-vertical de la couche minéralisée, laquelle au-delà de 300 m de profondeur décrit une charnière synclinale découpée de failles inverses à plongement sud, passant successivement au Nord à une zone à faible pendage sud, puis en plateure, enfin à pendage nord. La zone anticlinale médiane ainsi constituée porte à l'affleurement le minerai de fer dit du « Gros Four », à l'Est des Cités du Vieux Fourneau ; elle se traduit en direction orientale par la fermeture périanticlinale des Grès de May. Les failles est-ouest tronçonnant ces structures anticlinales correspondent aux failles F 1 et F 2 des mineurs de la concession de Halouze.

Le synclinal est en outre découpé par une fracturation transverse principale orientée N-S à N 30 °E, laquelle relevant généralement les compartiments orientaux tend à compenser le plongement d'axe vers l'Est des replis anticlinaux. Ces failles possèdent un remplissage de quartz et de pyrite, comme observé dans la faille des Champs-Fougeroux de la terminologie des mineurs et s'étendant de la Belle-Étoile à la Noë-Brulée, ou dans la faille du Coty, entre Beauvallon et Rochefile. Cette fracturation transverse est exprimée, en surface, par le découpage du Grès armoricain en joints N 20 °E sub-verticaux, structure bien visible au Nord des Cités de Saint-Clair-de-Halouze.

Synclinal de la Ferrière-aux-Étangs (fig. 3, fig. 6)

La direction générale N 140 °E de ce synclinal, peu conforme à celle des autres unités varisques de la région, a posé d'emblée aux chercheurs le problème de son raccordement avec le synclinal de Domfront (carte Domfront à 1/50 000) : selon un simple anticlinal (R. Maillot, 1969), une faille (A. Bigot, 1928), un chevauchement dans une perspective résolument allochtoniste (M.-J. Graindor, 1965). Les levés effectués à la limite des deux feuilles suggèrent effectivement que la barre de Grès armoricain NW—SE de Mont-en-Gérôme décrit une virgation périantyclinale vers l'Ouest en forêt des Andaines, mais ce flanc sud de l'anticlinal est rapidement tronqué par l'accident majeur N 100 °E limitant au Nord le synclinal de Domfront ; ce dernier accident semble jouer ici en décrochement sénestre.

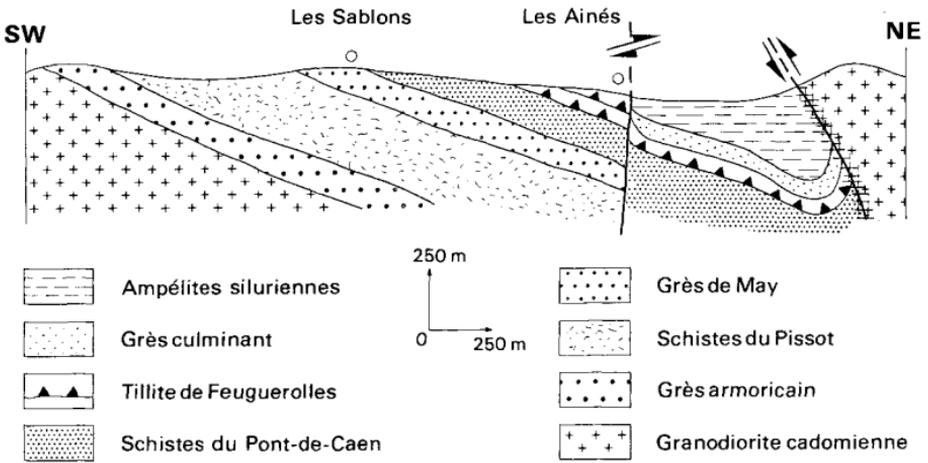


Fig. 6 - Coupe D transversale dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs.

Localisation : voir fig. 3 (C. Enouf, 1981)

Dans le territoire de la feuille Flers, le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs est limité à un flanc sud, constitué par les terrains ordoviciens plongeant régulièrement de 30° au Nord-Est, et à une partie axiale occupée par les ampélites siluriennes de la vallée de la Vée. Au Nord-Ouest, la structure se biseaute jusqu'à disparition de toute formation paléozoïque au niveau du bois de Messei. Au Sud-Est, l'élargissement est interrompu brusquement par la faille verticale sub-méridienne du mont Albert. L'accident-limite nord, les décrochements intra-paléozoïques constituent, en fait, les éléments principaux de la structure.

L'accident majeur nord semble prolonger celui du synclinal de Halouze. Il possède une direction moyenne N 125 °E et s'étend au Sud-Est jusqu'à la Ferté-Macé. Il recoupe obliquement les assises paléozoïques du Nord-Ouest du synclinal, mais pénètre dans la granodiorite en direction du Sud-Est. Des mylonites jalonnent son passage. Au Sud de la Coulonche, diverses écailles de formations primaires (Schistes du Pont-de-Caen, Tillite de Feuguerolles, Grès culminant) sont pincées entre la granodiorite et le bassin silurien, en particulier dans les localités du Rocher-Barré, de la Moindrie, du Val-de-Vée. Cette dernière station, au niveau de l'intersection des routes départementales 18 et 208, montre le contact « chevauchant » de la granodiorite sur le Paléozoïque, avec des détails d'une échelle non exprimable par la cartographie : la granodiorite occupe le bord nord de la D. 208 et dispense une foliation orientée N 112 °E et

un pendage de 45° N (dans le plan de foliation, la linéation d'étirement est verticale, traduisant le jeu en faille inverse de cet accident) ; elle surmonte des ampélites en pied de talus, ainsi que la Tillite de Feuguerolles observée dans une excavation et au bord nord de la D. 18 voisine ; des blocs de grès (Grès culminant ?) et de granodiorite sont emballés dans ces ampélites écrasées par la granodiorite.

L'interprétation de l'accident-limite en tant que faille inverse à pendage nord est ainsi suggérée par le contact du Vée. Assimiler tout le parcours de cet accident à un véritable chevauchement serait sans doute exagéré pour les raisons suivantes. L'étude géophysique effectuée en 1956 par la C.G.G. à l'intérieur de la concession de la Ferrière-aux-Étangs montre que le contraste de résistivité entre la granodiorite et le bassin silurien est « quasi rectiligne » ; l'interprétation par un contact voisin de la verticale paraît donc plus réaliste. En outre, le sondage n° 2 de la campagne de 1911, entrepris au voisinage de la chapelle Sainte-Anne, au Nord de la Ferrière-aux-Étangs, était situé à 50 m du contact granite—Paléozoïque ; ce sondage est resté pendant 160 m dans le granite sans rencontrer de formation paléozoïque ; on peut donc conclure que sur cette transversale, le pendage nord de la « faille-limite » est au moins supérieur à 72° .

Les décrochements dextres intrapaléozoïques, autres accidents remarquables du synclinal de la Ferrière-aux-Étangs, sont bien exprimés par les barres gréseuses : Grès armoricain, Grès de May, Grès culminant. Au Sud de la Ferrière-aux-Étangs, le Grès armoricain et le minerai dont la trace est précisée par les travaux miniers décrivent une flexuration sigmoïde ancrée sur un décrochement dextre s'étendant du mont Brûlé aux Noës-Rochues ; le Grès de May de cette dernière localité est de même décroché sur une distance de 1 km. Inobservable au niveau des schistes ordoviciens, ce décrochement se retrouve au Sud-Est dans le Grès culminant des Friches.

La fracturation transverse du synclinal de la Ferrière-aux-Étangs relève de trois familles principales. Des failles inverses W.NW—S.SE, à pendage général de 50° N, sont décelées grâce au niveau minéralisé. Une famille de faille N 120-140 °E est conjuguée de la fracturation N 10-40 °E.

Chronologie relative des événements tectoniques

De l'orientation N 110° E des plis de revêtement initiaux, à grand rayon de courbure, est déduite une contrainte principale σ_1 à N 10-20 °E. L'existence de massifs granodioritiques entraîne une dissymétrie des plis et la formation de failles inverses septentrionales dans les synclinaux de Halouze, la Ferrière-aux-Étangs et de Domfront (fig. 3).

Le rôle perturbateur des môles granitiques s'accroissant, des déviations locales de contrainte apparaissent localement. Celle-ci s'oriente N-S dans le synclinal de Halouze, étayé par la lame granitique de Larchamp, et dont le flanc sud se rétrodéverse. Au cours de la rotation horaire indiquée par le caractère inverse de la faille-limite nord, la partie nord-ouest du synclinal de la Ferrière-aux-Étangs s'ancre sur le massif granitique de Dompierre ; la contrainte N.NW—S.SE nouvellement développée entraîne le décrochement dextre des formations paléozoïques.

Les accidents transverses tardifs traduisent le franchissement du seuil de rupture de la déformation. Ils se produisent souvent aux endroits où la couverture paléozoïque repose sur un socle cadomien de compétence différente : décrochement de l'Egrenne au-dessus d'un contact cornéenne—Briovérien non métamorphique, failles N-S de Champsecret (synclinal de Domfront) et de la Boca-

gerie (synclinal de Halouze) sur un contact granite—cornéennes. De cette période de fracturation tardive date la mise en place de filons doléritiques sub-méridiens du socle cadomien.

Le problème de l'âge de ces déformations ne saurait être abordé avec fruit dans le cadre étroit de cette feuille. Allant au-delà, le leucogranite d'Alençon qui suture les grandes dislocations tardi-hercyniennes et recoupe les foliations cataclastiques induites par ces dernières serait daté de 330-340 MA (méthode K/Ar sur minéraux, Leutwein et *al.*, 1968). Dans le bassin de Laval, la déformation synschisteuse affectant les terrains namuriens serait à attribuer à la phase de l'Erzgebirge. On peut tenir pour vraisemblable que la déformation plicative de la couverture paléozoïque de la Mancellia possède le même âge.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Massifs granodioritiques. Les granodiorites ne possèdent pas de porosité primaire, elles ne peuvent constituer des réserves aquifères que si elles sont altérées ou fracturées. Classiquement on considère que les arènes contiennent la « ressource » en eau et les roches saines fracturées la « perméabilité ». Des expériences dans des environnements similaires ont montré que la productivité des captages dans les formations saines fracturées, sous-tirant les réserves superficielles, est dans 80 % des cas au moins, inférieure à 5 m³/h.

Briovérien. Les formations briovériennes, métamorphisées ou non, n'offrent guère de possibilité d'aquifères importants.

Formations paléozoïques. Les structures synclinales, dans lesquelles sont engagées des bancs de grès (Grès armoricain, Grès de May) peuvent contenir des aquifères profonds captifs.

MATÉRIAUX ET CARRIÈRES

En dehors des cornéennes briovériennes qui n'ont fait l'objet que d'exploitations artisanales et très locales, les carrières existant sur le territoire de la carte exploitent essentiellement les granodiorites et les grès paléozoïques. Signalons cependant les anciennes exploitations artisanales des grès liasiques, très nombreuses dans le bois de la Mousse.

C'est le massif de Chanu qui fut le plus exploité pour la production de pavés et de pierres à bâtir dans les carrières du mont Crespin et du Rocher Blais. Dans la région de Flers, l'arène dérivant de la granodiorite du massif d'Athis fut exploitée aux carrières de la Corbellière, de Buisson-Corblin et du Val Ronfeugeraï.

Les deux seules carrières en activité exploitent les grès paléozoïques pour la production de matériaux d'empierrement :

— l'une, au Sud de la Ferrière-aux-Étangs, est implantée dans la barre des Grès armoricains au mont du Bois Brûlé ;

— l'autre à la Chevalerie, au Nord de Lonlay-l'Abbaye, est creusée dans les Grès culminants.

Par ailleurs des exploitations anciennes parfois importantes (la Chapelle des Roches) sont abondantes dans le Grès armoricain.

GITES MINÉRAUX			Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nom du gîte	Indice de classement national	Substance				
<p>Larchamp Concession instituée le 10-4-1903 (440 ha). Elle prolonge de 3 km vers l'Ouest la concession de Halouze.</p>	1.4001	Fe	Carbonate de fer oolithique.	Couche redressée, renversée, plissée. Puissance : 1,5 à 10 m. Exploitée sur 1 400 m à — 40 et 250 m à — 138.	Synclinal W.NW longé au Nord-Est par une faille. Accidents transversaux. Schistes du Pissot (Llandvirnien).	<p>Gisement exploité de 1907 à 1914 puis de 1920 à 1932. Puits Gévelot. Niveaux — 40, — 70, — 100, — 138.</p> <p>Extrait 1 484 000 t de minerai cru. Fe : 48,5 %, SiO₂ : 14,5 %, Al₂O₃ : 6,5 %, CaO : 3,5 %, MgO : 1,7 %, P : 0,9 %, Mn : 0,4 %, S : 0,07 %, perte au feu : 20 %.</p>
<p>Halouze Concession instituée le 8-4-1844 sur 1 210 ha étendue à 1 473 ha le 22-11-1945, 6 km d'Est en Ouest. Société Châtillon-Commentry-Neuves-Maisons depuis le 16-4-1929.</p>	6.4001	Fe	Minerai noir riche en sidérose. Minerai rouge riche en oolithes d'hématite. Parfois un peu de magnétite et de pyrite.	Couche subverticale renversée sur le bord sud du synclinal puis charnière et vaste zone de plateaux. Puissance 6 m dans les dressants, 8 m dans les plateaux.	Synclinal W.NW déversé au Nord-Est où il est longé par une faille. Nombreuses failles. Schistes du Pissot (Llandvirnien).	<p>De 1905 à 1914 : descenderie, puits, 3 niveaux à la Bocagerie.</p> <p>De 1918 à 1936 : exploitation des dressants méridionaux.</p> <p>En 1937 début de l'exploitation de la zone de plateaux. Le puits 1 bis atteint 365 m de profondeur. La production de minerai grillé a atteint 330 000 t en 1957. La production totale est estimée à 5 000 000 t Fe. Après grillage le minerai titre 48,50 % Fe, 14-15 % SiO₂, 0,5 % Mn, 0,6-0,7 % P.</p>
<p>La Ferrière-aux-Étangs Concession portant sur 1 605 ha instituée le 21-2-1901, portée à 2 407 ha le 7-2-1947, attribuée à Denain-Anzin.</p>	7.4001	Fe	Sidérose et chlorite en oolithes, hématite.	Couche puissante de 3 à 5 m dans la partie nord de la concession, 2 à 2,5 m dans la partie sud.	<p>Bassin paléozoïque orienté NW-SE, à pendage nord-est, séparé en 2 par une faille longitudinale. La couche minéralisée exploitée se trouve dans les schistes du Pissot (Llandvirnien).</p>	<p>Gisement exploité jusqu'en 1969. Puits d'extraction situés près de la Fieffe et en 1939 puits Pralon situé au centre de la concession. Niveaux — 50, — 95, — 145, — 245.</p> <p>Sondages en 1911 - 1929 et 1965. On estime la production à 5 000 000 t Fe. Les teneurs sont plus fortes dans la partie nord de la concession. Teneur sur minerai grillé : 48 % Fe, 13-14 % SiO₂, 0,7-0,8 % P.</p>
<p>Mont-en-Gérôme Dans le prolongement sud-est de la Ferrière. Concession, longue de 5 km, de 1 490 ha. Décret du 4-8-1903 l'attribuant à la Soc. des Mines et Forges de Normandie. Rachetée en 1932 par Denain-Anzin.</p>	7.4002	Fe	Sidérose, hématite.	Couche dont la puissance semble diminuer (2 m).		Travaux de reconnaissance pour la demande en concession (4 puits et T.B.) et prolongement des travaux de la Ferrière-aux-Étangs.

GISEMENTS PRÉHISTORIQUES

Le fait que les champs en herbe soient beaucoup plus nombreux que les terres labourées explique sans doute, pour une bonne part, la faible densité des sites préhistoriques découverts dans la région considérée.

Les seuls gisements importants sont des sépultures mégalithiques qui appartiennent à plusieurs catégories : dolmen à couloir ou allée couverte avec monument annexe au Creux (commune de Saint-Bômer-les-Forges), ciste, dite du Champ-Pi-de-Chien, au Sud de la même commune, allée couverte de la Bertinière, à la Sauvagère, surtout, remarquable spécimen de l'architecture funéraire utilisée dans nos régions à la fin du Néolithique.

En dehors de ces sites, on connaît des trouvailles sporadiques se rattachant soit au Néolithique (le Châtelier, Flers, la Lande Patry, Messei, Saint-Bômer-les-Forges, Saint-Georges-des-Groseilliers, la Sauvagère, etc.), soit au complexe campaniforme (Saint-Clair-de-Halouze), soit à l'Age du Bronze (le Châtelier, la Coulonche, Flers, Messei, Saint-Bômer-les-Forges, la Sauvagère).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires intéressant la région dans le *Guide géologique régional : Normandie*, par F. Doré, P. Juignet, C. Larsonneur, C. Pareyn et M. Rioult, 1977, Masson, Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- BIGOT A. (1904) — I : Compte rendu des excursions de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Basse-Normandie (2-9 août 1904) ; II : Le massif ancien de la Basse-Normandie et sa bordure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e série, IV, p. 861-953.
- BIGOT A. (1916) — Observations géologiques sur la feuille de Falaise. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (6), VIII, p. 186-192.
- BIGOT A. (1924) — Notice explicative de la feuille Alençon du service de la Carte Géologique de la France, publiée en 1924. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (7), VII, p. 100-117.
- BIGOT A. (1941) — Géologie de la région d'Athis (Orne). Note de géologie normande. XVII. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (9), II, 1934-1940, p. 62-76.
- BIZET P. (1885) — Aperçu général sur les terrains sédimentaires représentés dans l'Est du département de l'Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (3), IX.
- BLAVIER E. (1842) — Études géologiques sur le département de l'Orne. *Ann. Départ. Orne* (Alençon), 94 p., 6 pl., carte géologique du département de l'Orne h.-t.

- CAUMONT A. de (1838) — Sur la distribution des roches et une carte géologique du département de l'Orne. *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), t. 6, p. 5 et 9.
- CAUMONT A. de (1869) — Note sur la distribution des roches dans l'arrondissement de Domfront, extraite des études géologiques sur le département de l'Orne, par M. Blavier. *Ann. Assoc. normande* (Caen), t. 36, p. 342-351.
- DANGEARD L., DORÉ F. (1971) — Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mém. B.R.G.M.*, n° 73, p. 119-128.
- DORÉ F. (1971) — A propos du détritisme ordovicien en Normandie : réflexions basées sur la composition du cortège des minéraux lourds. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), 102, p. 42-50.
- DORÉ F. (1981) — The Late Ordovician tillite in Normandy (Armorican Massif). In « Earth's Pre-Pleistocene geological Record » (Hambrey M. J. and Harland W. B. édit.), Cambridge Univ. Press (Cambridge — New-York) ; 1 024 p.
- DORÉ F., LE GALL J. (1972) — Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, (2), XIV, p. 199-211.
- DORÉ F., LE GALL J. (1973) — Présence et position stratigraphique de la tillite ordovicienne dans le Maine (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, p. 32-33.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1977) — Normandie. Coll. « Guides géologiques régionaux », Masson édit. (Paris), 207 p., 12 pl.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., CHALOT-PRAT F. (1977) — Carte géologique à 1/50 000, n° 250, feuille la Ferté-Macé. Service géologique national, Orléans-La Source.
- DORÉ F., LE GALL J., KUNTZ G., RIOULT M., VÉRAGUE J. (1980) — Carte géologique à 1/50 000, n° 251, feuille Alençon. Service géologique national, Orléans-la Source.
- DUFRENOY A., ELIE DE BEAUMONT L. (1848) — Explication de la carte géologique de la France. Imp. nat., II., p. 205.
- ENOUF C. (1981) — Analyse stratigraphique et structurale de la couverture paléozoïque de la Mancellia : cartographie des feuilles de Flers et Domfront (Orne) à 1/50 000. Thèse 3^e cycle, université de Caen, 134 p.
- EUDES-DESLONCHAMPS J.-A. (1849) — Procès-verbal de la séance du 19 septembre 1849. *Ann. Inst. Provinces*, p. 712.
- EUDES-DESLONCHAMPS E. (1865) — Étude sur les étages jurassique inférieur de la Normandie. *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), XIV, 1884 (1885), p. 60-85.

- GRAINDOR M.-J. (1959) — Granites et synclinaux paléozoïques entre Alençon et Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 1, p. 555-556.
- GRAINDOR M.-J., ROBLLOT M.-M. (1963) — Carte géologique d'Alençon (n°62) au 80 000^e (3^e édit.). Service Carte géol. France, Paris.
- GRAINDOR M.-J. (1957) — Le Briovérien dans le Nord-Est du massif Armoricaïn. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 211 p., 45 fig., 26 pl. h.t.
- GRAINDOR M.-J. (1965) — Présence à la Sauvagère (Orne) de lambeaux de quartzites skiddaviens reposant sur le granite de la Ferté-Macé. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (10), V, p. 20-23.
- GRAINDOR M.-J. (1965) — Géologie de l'extrémité orientale du Massif armoricaïn (feuille Alençon au 80 000^e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 274, t. 60, 130 p., 33 fig., 3 pl.
- GRAINDOR M.-J. (1967) — L'axe granitique Avranches—Mortain—Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (10), VIII, p. 25-37.
- JONIN M. (1973) — Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricaïn). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 277, p. 281-284.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) — Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricaïn, France. *Can. J. Earth Sci.*, 12, p. 920-927.
- JONIN M. (1981) — Un batholite fini-précambrien, le batholite mancellien (Massif armoricaïn, France). Thèse doct. d'État, univ. de Bretagne occidentale, 319 p.
- KLEIN C. (1973) — Massif armoricaïn et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse doct. État, univ. Bretagne occ., t. I : publ. univ. Strasbourg, 314 p., t. II : publ. auteur, 524 p.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J. (1968) — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricaïn. *Sciences de la Terre*, Nancy, mém. 11, 83 p.
- MAILLOT R. (1966, 1969) — Les synclinaux ferrifères de Domfront et de la Ferrière-aux-Étangs (Basse-Normandie). Thèse doct. ing., univ. Caen, labo. géol., ronéo, 160 p., et *Bull. B.R.G.M.*, sect. II, n° 1, 120 p.
- MATTE H. (1906) — Essai sur la stratigraphie du bassin silurique de Mortain. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (5), X, p. 136-194.
- MICHEL M. (1860) — Coupe de terrain silurien aux environs de Domfront (Orne). *Bull. Soc. géol. France*, (2), XVII, p. 698-702.
- MORIÈRE J. (1853) — Note sur un dépôt de grès situé dans la commune de Sainte-Opportune (Orne). *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), IX, 1849-1853, p. 184-193.

- MORIÈRE J. (1864 a) — Note sur le Grès de Sainte-Opportune et sur la formation liasique dans l'arrondissement d'Argentan. *Mém. Acad. Imp. Sci. Arts et Lettres, Caen*, 1863, p. 282-307.
- MORIÈRE J. (1864 b) — Note sur le Grès de Sainte-Opportune et sur le Lias de l'arrondissement d'Argentan. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (2), VIII, 1862-1863, p. 151-170.
- MORIÈRE J. (1877) — Le Lias dans le département de l'Orne. Son étendue, ses fossiles. *Ass. fr. Av. Sc., le Havre*, (Géol. Min.), p. 1-12, fig. 49-50.
- MORIÈRE J. (1878) — Note sur le grès de Bagnoles. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), 3^e sér., II, p. 20.
- PHILIPPOT A., ROBARDET M. (1971) — Nouvelles données sur les formations siluriennes de Domfront (Orne). *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, (C), 3, 2, p. 41-47.
- RENAULT Ch. (1905) — Notes sur la géologie de l'arrondissement de Domfront et spécialement des environs de Flers. *Ann. Assoc. normande* (Caen), 72^e ann., p. 169-198.
- RIOULT M. (1968) — Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin de Paris. Thèse doct. État, univ. Caen, n° C.N.R.S. AO.1798, II, p. 285-292.
- RIOULT M. (1980) — Grès de Sainte-Opportune. In « Synthèse géologique du Bassin de Paris », vol. III. Lexique des noms de formations (F. Mégnien, coord.). *Mém. B.R.G.M.*, n° 103, p. 92.
- ROBARDET M. (1973, 1981) — Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. Thèse doct. État, univ. Paris VI, ronéo, 550 p. et *Mém. Soc. géol. et minér. Bretagne*, (Rennes), 20, 342 p.
- ROBARDET M., HENRY J.-L., NION J., PARIS F., PILLET J. (1972) — La formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCII, 3, p. 117-137.
- TROMELIN G. de (1877) — Étude sur les terrains paléozoïques de Basse-Normandie. *Ass. fr. Av. Sc., le Havre*, p. 493-501.
- VÉRAGUE J. (1970) — Contribution à l'étude des formations superficielles et de l'évolution géomorphologique de la région d'Athis-de-l'Orne. Plateau granitique d'Athis-de-l'Orne et pays schisteux de Pont-d'Ouille à Condé-sur-Noireau. *Mém. maîtrise géogr., univ. Caen*, 195 p., 3 fig., 14 tabl., 16 pl., 4 dpl., 2 cartes h.t.
- VÉRAGUE J. (1973) — L'arénisation du Massif d'Athis-de-l'Orne (Basse-Normandie). *Centre de géomorphologie C.N.R.S.* (Caen), bulletin n° 16, 59 p., 23 fig., 3 tab.
- VIDAL P. (1980) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, (Rennes), 21, 162 p.

WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J., PONCET J. (1977) — Calcaires ashgilliens et tillite fini-ordovicienne dans le Nord-Est du Massif armoricain. 5^e réunion annuelle des Sciences de la Terre, Rennes, 1977, p. 466.

Paléontologie

HENRY J.-L. (1980) — Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. et minér. Bretagne*, (Rennes), 22, 250 p.

HENRY J.-L., MELOU M., NION J., PARIS F., ROBARDET M., SKEVINGTON D., THADEU D. (1976) — L'apport de Graptolites de la zone à *G. teretiusculus* dans la datation de faunes benthiques lusitano-armoricaines. *Ann. Soc. géol. Nord* (Lille), 96, (4), p.275-281.

LIGNIER O. (1895) — Végétaux fossiles de Normandie. II. Contribution à la flore basique de Sainte-Opportune-la-Guillaume (Orne). *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), XVIII, 2, p. 123-151, pl. VII.

LIGNIER O (1908 a) — Végétaux fossiles de Normandie. IV. Bois divers. *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), XXIII.

LIGNIER O (1908 b) — Végétaux fossiles de Normandie. V. Nouvelles recherches sur le *Propalmophyllum liasinum* Lignier. *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), XXIII, p. 1-16, 1 pl.

LIGNIER O. (1913 a) — Un nouveau *Cycadites* dans les Grès de Sainte-Honorine-la-Guillaume, Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (6), VI, p. 48.

LIGNIER O. (1913 b) — Végétaux fossiles de Normandie. VII. Contribution à la flore jurassique de Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), XXIV, p. 60-105, 1 pl.

MORIÈRE J. (1878) — Note sur un tronc fossile paraissant se rapporter à *Cycadeomyelon* (Saporta). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (3), II, 1877-1878, p. 51-55.

MORIÈRE J. (1879) — Note sur le *Cycadeomyelon* Apperti. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (3), III, 1878-1879, p. 337-341, 1 pl.

MORIÈRE J. (1880) — Considérations générales sur la flore fossile et spécialement celle du Lias. Découverte du genre *Lomatopteris* dans le grès liasique de Sainte-Honorine-la-Guillaume (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (3), IV, 1879-1880, p. 361-371, pl. V.

MORIÈRE J. (1881 a) — Fossiles du Grès armoricain de Bagnoles (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (3), V, p. 293-297.

MORIÈRE J. (1881 b) — Note sur les Equisétacées du grès liasique de Sainte-Honorine-la-Guillaume (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (3), V, 1880-1881, p. 108-120, pl. III.

MORIÈRE J. (1888) — Note sur une Fougère trouvée dans le grès liasique de Sainte-Honorine-la-Guillaume (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (4), I, 1887-1888, p. 45-47.

- PARIS F. (1981) — Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, 26, 412 p.
- RENAULT Ch. (1889) — Note sur une Eryonidée nouvelle (*Eryon Morierei*) trouvée à Sainte-Honorine-la-Guillaume (Orne) dans le grès liasique. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (4), II, p. 13-19, pl. I-II.
- RETOUT M. (1897) — Découverte de fossiles dans les grès du Tertre Chapron. *Bull. Soc. linn. Normandie* (Caen), (5), I, p. LXXXIX.
- WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J., PONCET J. (1977) — Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain : incidence sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 284, D., p. 1147-1149.

Gîtologie

- BUBENICEK L. (1965) — Les paragénèses des minerais de fer oolithiques des terrains primaires de l'Ouest de la France. *Revue. Ind. min.*, 47, n° 7.
- CAYEUX L. (1931) — Les mines de fer de l'Ouest de la France. Ch. synd. min. fer de l'Ouest de la France, Paris.
- COLSON A. (1961) — Exploitation par piliers abandonnés à la mine de fer de la Ferrière-aux-Étangs. *Rev. Ind. min.*, n° s.p., 17 p.
- COURTY G. (1956) — Nouvelles observations sur un poudingue intercalé dans la couche de fer silurien d'Halouze (Orne). *Bull. Soc. géol. France*, (6), VI, p. 969-976.
- COURTY G. (1965) — Esquisse sur la pétrographie et remarques sur la diagénèse de la couche principale de minerai de fer ordovicien normand. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 40, n° 274.
- COURTY G. (1965) — Granuloclasses inversés, granuloclasses directs et faciès minéralogique dans le minerai de fer d'Halouze (Orne). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 260, p. 2020-2023.
- COURTY G. (1981) — Paléogéographie du minerai de fer llanvirrien (Ordovicien) de Normandie. 106^e Congrès national des Soc. savantes, Perpignan.
- PRALON L. (1901) — Note sur le minerai de fer carbonaté. *Ann. Mines*, (9), XIX.
- PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, t. IV, 399 p.
- RAGUIN E. (1958) — Bassins de fer de l'Ouest de la France. Étude géologique. Chambre syndicale des mines de fer.
- SCHAEBELE M. (1963) — Géologie des minerais de fer de l'Ouest. *Rev. Ind. min.*, janvier 1963.

Gisements préhistoriques

COUTIL L. (1895) — Inventaire des découvertes d'archéologie préhistorique de Normandie. Département de l'Orne. *Bulletin de la Société normande d'études préhistoriques*, t. III, p. 37-100.

HUBERT G. (1958) — Répertoire bibliographique des travaux, communications et notes concernant l'archéologie antique du département de l'Orne. *Le Pays bas-normand*, 51^e année, fasc. 2, n^o 108, p. 102-175.

VERRON G. (1975-1977) — Informations archéologiques. Circonscription de Haute et Basse-Normandie. *Gallia Préhistoire*, t. 18, fasc. 2, p. 471-510 et t. 20, fasc. 2, p. 357-406.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille **Falaise** :

1^{re} édition (1892), par L. Lecornu.

2^e et 3^e éditions (1916, 1946), par A. Bigot.

4^e édition (1962), par Cl. Pareyn.

Feuille **Avranches** :

1^{re} édition (1882), par Potier, A. de Lapparent.

2^e édition (1942), par H. Matte.

3^e édition (1969), par M.-J. Graindor, M.-M. Roblot.

Feuille **Alençon** :

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

2^e édition (1924), par A. Bigot, H. Matte.

3^e édition (1963), par M.-J. Graindor, M.-M. Roblot.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille **Nantes** (1979), par J. Méloux.

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 soit au S.G.R. Basse-Normandie, 2, rue du Général-Moulin, 14000 Caen, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de cette notice, dont la synthèse a été faite par M. BEURRIER et M. VILLEY est définie comme suit :

- formations superficielles et quaternaires par J.-P. LAUTRIDOU (C.N.R.S., Centre de géomorphologie, Caen),
- formations secondaires par M. RIOULT (C.N.R.S., Caen) en collaboration avec G. KUNTZ (B.R.G.M.),
- formations paléozoïques par F. DORÉ et C. ENOUF, du laboratoire de géologie américaine de l'université de Caen,
- formations protérozoïques (cristallin et sédimentaire) par M. BEURRIER et M. VILLEY (B.R.G.M.) avec la collaboration de C. LANGEVIN (B.R.G.M.),
- gisements préhistoriques par G. VERRON (directeur de la circonscription des Antiquités préhistoriques de Basse-Normandie),
- gîtes minéraux par A. BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M.