

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

COULONGES- SUR-L'AUTIZE

par

P. BOUTON, P. BRANGER



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : J.-P. BARBEY,
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU,
F. HANOT, P. LEDRU, J. LE MÉTOUR, J. MARCOUX,
D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,
R. WYNS

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
COULONGES-SUR-L'AUTIZE À 1/50 000**

par

P. BOUTON et P. BRANGER

2007

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : BOUTON P., BRANGER P. (2007) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Coulonges-sur-l’Autize (587). Orléans : BRGM. Notice explicative par BOUTON P., BRANGER P. (2007), 132 p.

– *pour la notice* : BOUTON P., BRANGER P. (2007) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Coulonges-sur-l’Autize (587). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par BOUTON P., BRANGER P. (2007).

© BRGM, 2007. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l’autorisation préalable de l’éditeur.

ISBN 10 : 2-7159-1587-X
ISBN 13 : 978-2-7159-1587-9

SOMMAIRE

| | Pages |
|--|--------------|
| RÉSUMÉ - ABSTRACT | 7 |
| INTRODUCTION | 9 |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i> | 9 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | |
| Organisation structurale du socle | 10 |
| La couverture | 12 |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 12 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 14 |
| <i>SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE</i> | 14 |
| Domaine du Haut-Bocage vendéen | 14 |
| Domaine central vendéen | 16 |
| Domaine Les Essarts - Mervent et unités associées | 37 |
| Domaine du Bas-Bocage | 62 |
| <i>COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i> | 65 |
| Mésozoïque : Jurassique | 65 |
| Cénozoïque | 86 |
| ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE | 90 |
| <i>LES ÉVÉNEMENTS ANTÉ-MÉSOZOÏQUES</i> | 90 |
| Les événements tangentiels synmétamorphes | 91 |
| La tectonique dextre viséenne | 92 |
| La structuration tardi-hercynienne | 94 |
| <i>LA TECTONIQUE CASSANTE CÉNOZOÏQUE</i> | 96 |
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE | 97 |
| Évolutions des différents domaines jusqu'au Dévonien moyen | 97 |
| Les événements hercyniens | 100 |
| La période houillère (Namurien-Stéphanien) | 102 |
| Le Jurassique | 105 |
| Crétacé supérieur et Cénozoïque | 112 |
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 113 |
| <i>OCCUPATION DU SOL</i> | 113 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 114 |
| <i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i> | 116 |
| Roches du socle, moellons et granulats | 116 |

| | Pages |
|---|--------------|
| Marbre, pavés | 116 |
| Calcaires (moellons, pierre de taille, pierre à chaux) | 116 |
| Marnes | 117 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i> | 117 |
| L'exploitation houillère du bassin de Vouvant | 117 |
| <i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i> | 118 |
| <i>DOCUMENTS CONSULTÉS</i> | 120 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 120 |
| AUTEURS | 129 |
| <i>ANNEXE</i> | 130 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|----|
| Fig. 1 – Colonne stratigraphique de l'unité de Chantonnay et corrélations avec les unités sédimentaires sud-occidentales | 17 |
| Fig. 2 – Évolution de la déformation D2 entre les synclinaux de Saint-Prouant et de la Gobinière au Nord-Est de l'unité de Chantonnay (d'après Bouton, 1990, adapté) | 19 |
| Fig. 3 – Répartition spatiale des ignimbrites de la Châtaigneraie et des faciès associés (d'après Bouton, 1990 modifié) | 29 |
| Fig. 4 – Bloc diagramme illustrant la déformation D2 des schistes et grauweekes dans l'unité de Chantonnay | 38 |
| Fig. 5 – Les structures de la déformation D1 dans le pli couché de Roc-Cervelle (Béceleuf) | 40 |
| Fig. 6 – Bloc diagramme et caractéristiques géométriques de la déformation de l'unité de Roc-Cervelle (la Tardière, Saint-Laurs). Diagramme de Wulf, hémisphère inf. | 42 |
| Fig. 7 – Orientation des structures de la déformation D1 dans l'unité de Roc-Cervelle | 43 |
| Fig. 8 – Plis en fourreau dans l'unité de Roc-Cervelle à la Saucelière (déformation D2) | 44 |
| Fig. 9 – Bloc diagramme de la déformation dans l'unité de Mervent (a : paragneiss ; b : orthogneiss de Mervent) | 48 |
| Fig. 10 – Affleurement du Givétien de la Villedé d'Ardin | 52 |
| Fig. 11 – Coupes sériées dans le Givétien au Nord-Ouest de la Villedé d'Ardin (implantation des coupes fig. 10). Pour le Givétien, les numéros renvoient à la description du texte et de la fig. 12 | 55 |

Pages

| | |
|---|------------|
| Fig. 12 – Stratigraphie du Givétien de la Villedé d’Ardin (Bouton, 1990) | 56 |
| Fig. 13 – Stratigraphie du Houiller du bassin de Vouvant (Bouton, 1990) | 58 |
| Fig. 14 – Bloc diagramme de la déformation dans les schistes de Chassenon | 66 |
| Fig. 15 – Le Lias inférieur dans la vallée de l’Égray | hors texte |
| Fig. 16 – Coupe de la Génaudière, Secondigny | 72 |
| Fig. 17 – Le Lias et l’Aalénien dans la carrière de Chavagné (Saint-Hilaire-des-Loges) par Gabilly (1976) et Goudeau (1978) | 74 |
| Fig. 18 – Le Bajocien de Chambertrand (Villiers-en-Plaine) par Branger (1989) | 82 |

RÉSUMÉ

La feuille Coulonges expose le contact entre le Massif hercynien vendéen et le Bassin aquitain, dont les assises mésozoïques s'épaississent rapidement vers le Sud-Ouest. Le socle est d'une grande complexité car il résulte de la juxtaposition de terrains dont les caractéristiques lithologiques, structurales et stratigraphiques sont très variées : ils ont des origines paléogéographiques distinctes et représentent des niveaux différents de l'édifice orogénique hercynien.

L'histoire géologique régionale débute vraisemblablement à la fin du Précambrien avec la sédimentation terrigène qui constitue le protolite possible des micaschistes du Haut-Bocage. Elle est mieux connue à partir du Cambrien, où s'instaure une sédimentation détritico-volcanosédimentaire subsidente qui durera jusqu'au Dévonien moyen à supérieur, avec toutefois des périodes plus stables (Ordovicien inférieur à Silurien). Les événements tectono-métamorphiques et magmatiques hercyniens commencent autour du Dévonien moyen à supérieur et se poursuivent en plusieurs étapes jusqu'au Stéphanien inclus. La surrection de la chaîne est réalisée au Namurien, comme en atteste la sédimentation continentale du bassin houiller de Vouvant.

La structuration des bassins houillers vendéens à la fin du Stéphanien marque l'interruption de l'enregistrement sédimentaire. Il ne reprendra qu'au Lias inférieur, après que la chaîne hercynienne aura été arasée au cours d'un long processus érosif d'environ 100 Ma. Le retour de la mer au Lias inférieur semble assez rapide, même si les profondeurs d'eau sont faibles. La sédimentation devient franchement marine au Lias moyen avec l'installation d'une plate-forme carbonatée qui fonctionnera jusqu'à la fin du Jurassique.

Il n'y a pas de témoin sur la carte de la période crétacée (émersion du Crétacé inférieur, transgression du Crétacé supérieur). Le Cénozoïque est représenté par des formations continentales résiduelles dont l'âge semble *pro parte* Éocène.

ABSTRACT

The Coulonges map area exposes the contact between the Hercynian Massif in Vendée and the Aquitaine Basin whose Mesozoic beds thicken rapidly to the southwest. The basement is extremely complex, reflecting a juxtaposition of geological units with very varied lithological, structural and stratigraphic characteristics. These units have distinct paleogeographic origins and represent different levels within the Hercynian orogenic edifice.

The regional geological history probably began at the end of the Precambrian with a terrigenous sedimentation that was the probable protolith of the Haut-Bocage mica schist. The history is better known from the Cambrian on, with the onset of a subsiding detrital and volcanosedimentary sedimentation that continued until the Middle to Late Devonian, albeit with more stable periods (Early Ordovician to Silurian). The Hercynian magmatic and tectonometamorphic events began around the Middle to Late Devonian and continued in several phases until the end of the Stephanian. The uplift of the mountain chain occurred during the Namurian, as indicated by the continental sediments of the Vouvant coal basin.

The structuring of the Vendée coal basins at the end of the Stephanian marked an interruption in the sedimentary record. Sedimentation only began again in the Early Lias, after the Hercynian mountain chain had been truncated during a long erosional process of some 100 Ma. The return of the sea during the Early Lias seems to have been fairly rapid, even though the water depths were shallow. The sedimentation became clearly marine during the Middle Lias, with the installation of a carbonate shelf that remained until the end of the Jurassic.

The Cretaceous is not represented in the map area (Early Cretaceous emergence, Late Cretaceous transgression). The Cenozoic is represented by residual continental formations whose age appears to be partly Eocene.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte Coulonges-sur-l'Autize se situe à la limite de deux régions naturelles : la Gâtine au Nord-Est, que prolonge vers l'Ouest le Bocage vendéen, et la plaine de Coulonges au Sud. Cette distinction trouve son origine dans la géomorphologie et la nature des sols.

La Gâtine et le Bocage vendéen présentent des terres schisteuses ou argileuses, peu perméables, dévolues traditionnellement à la polyculture et à l'élevage. Leur relief est accusé : les collines de la forêt de Secondigny (249 m) figurent parmi les points hauts du département des Deux-Sèvres. La transition topographique avec la plaine de Coulonges (altitude moyenne de 70 m) s'effectue par un système en escalier dont les trois ou quatre paliers sont limités par des ressauts d'orientation NW-SE. Cette direction est déterminée, tout comme l'allongement des collines de Gâtine, par la structure tectonique du socle et ses rejeux ultérieurs. L'érosion différentielle intervient également, comme en attestent les pointements qui, entre Scillé et le Retail, sont armés par des quartzites paléozoïques, ou encore la crête de Puy-de-Serre induite par un banc subvertical de conglomérats houillers.

Le passage entre le socle et la plaine est relativement progressif du fait de la conservation de portions de plateaux calcaires (Foussais-Payré, Champdeniers), ce qui lui vaut d'être judicieusement désigné comme « l'Entre Plaine et Gâtine » dans la partie deux-sévirienne. La plaine calcaire n'apparaît véritablement qu'avec les calcaires blancs du Jurassique moyen, dont la couverture de terres rouges nourrit les étendues céréalières de Coulonges-sur-l'Autize et Faye-sur-Ardin.

Le réseau hydrographique se divise en trois bassins versants. Le Thouet, qui naît au Nord-Est de la crête de la forêt de Secondigny, appartient au bassin versant de la Loire. Il s'écoule en direction de Parthenay, puis de Saumur où il se jette dans la Loire. La Sèvre Nantaise dont la source se situe en limite septentrionale de la carte (le Fontenioux), se dirige vers le Nord-Ouest et rejoint la Loire à Nantes. Au Sud-Ouest de la ligne de partage des eaux, le réseau hydrographique, orienté NNE-SSW, est tributaire de la Sèvre Niortaise par le biais de l'Égray, de l'Autize et de la Vendée. Le tracé de l'Autize, globalement NE-SW à l'amont de Saint-Pompain, s'incurve de 90° vers l'Ouest pour longer l'éperon gneissique de Chavagné, avant de retrouver un tracé NW-SE à l'aval de Saint-Hilaire-des-Loges. À l'Ouest, la Vendée adopte d'ailleurs un dispositif similaire (voir feuille Fontenay).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

Organisation structurale du socle

Le Massif vendéen est le prolongement du Massif armoricain au Sud de la Loire. La feuille Coulonges-sur-l'Autize appartient au tronçon sud-armoricain de l'arc ibéro-armoricain, lui-même partie occidentale de l'ancienne chaîne de montagnes hercynienne. Il est donc formé de terrains anciens, surtout paléozoïques mais éventuellement précambriens, d'origine essentiellement sédimentaire, qui ont été métamorphisés au cours de l'orogénèse hercynienne. Cet événement, très étalé dans le temps (200 Ma), s'est accompagné de la mise en place de plusieurs générations de granitoïdes. Le trait structural majeur du socle sud-est vendéen est son découpage par de grands accidents NW-SE, dits sud-armoricains, dont on retrouve trois représentants majeurs sur la carte : Cisaillement Sud-Armoricain (faille de Secondigny), Sillon houiller de Vendée, ligne tectonique Sainte-Pazanne-Mervent. Ces failles délimitent des domaines plus ou moins étendus, de lithologie différenciée, ayant enregistré des événements qu'il est souvent difficile de corréliser entre ces unités. La carte Coulonges-sur-l'Autize embrasse au moins quatre domaines différents, qui sont du Nord-Est au Sud-Ouest :

– **le domaine du Haut-Bocage vendéen**, constitué de micaschistes d'âge supposé Briovérien à Cambrien, injectés par plusieurs générations de plutons depuis l'Ordovicien jusqu'au Namuro-Westphalien. Le massif de Pogné-Hérisson, que l'on rencontre dans l'angle nord-est de la carte, appartient à la dernière phase de ces magmatismes, d'âge namuro-westphalien probable. Il est intrusif dans des mica-schistes qui ont atteint localement des conditions de fusion anatectique, probablement au Dévonien moyen-supérieur, lors de la mise en place vers 375 Ma des diorites de type Moncoutant et Soutiers (Poncet, 1993).

L'unité du Haut-Bocage vendéen est limitée au Sud-Ouest par une faille majeure, **l'accident de Secondigny**, considérée comme une branche majeure du **Cisaillement sud-armoricain** (Bouton, 1990).

– **Le domaine central vendéen**. Les terrains sédimentaires peu ou pas métamorphiques compris entre l'accident de Secondigny et le complexe métamorphique Les Essarts-Mervent sont classiquement désignés sous le terme de synclinorium de Chantonnay (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980). Il s'avère toutefois que cet ensemble est très hétérogène et qu'il est nécessaire d'en réviser la définition. On regroupera au sein du domaine central vendéen les unités de Chantonnay et de Marillet au sens de Bouton (1990).

L'unité de Chantonnay. Cette dénomination sera ici réservée aux formations décrites d'abord par Mathieu (1937), puis par Wyns (1980) de part et d'autre du synclinal de Saint-Prouant, dont le cœur est occupé par les basaltes de la Meilleraie (Dévonien moyen à supérieur). Il s'agit donc de terrains sédimentaires et volcaniques dont l'âge s'étend du Cambrien supposé au Dévonien moyen à supérieur. Sur la feuille Coulonges, l'unité de Chantonnay est tronquée par l'accident de Secondigny de sorte qu'on n'en connaît pas la base. Sur la feuille Montaigu, celle-ci est formée d'un ensemble gneissique et amphibolitique, à semelle de péridotites serpentinisées (Godard *et al.*, à paraître).

On rattache à ce domaine l'**unité de Marillet**, qui occupe une position intermédiaire entre l'unité de Chantonnay et le bassin houiller de Vouvant.

– **Le Domaine Les Essarts–Mervent et les unités associées.** Le domaine Les Essarts – Mervent dans la définition de Godard (2001) est encadré par la **faille du Sillon houiller de Vendée** et la **ligne tectonique Sainte-Pazanne–Mervent**. Sur le territoire de la feuille, il est formé du bassin houiller de Vouvant et des unités de Roc-Cervelle et de Chantonnay–Mervent. On y a ajouté l'**unité cambrienne de Puyhardy** et le **Givétien de la Villedé-d'Ardin**, série grésocalcaire non métamorphique, dont la présence est énigmatique. Ces deux ensembles probablement allochtones se distinguent des terrains contemporains de l'unité de Chantonnay par leur sédimentation et leur contenu paléontologique.

Le bassin houiller de Vouvant (ou de Faymoreau) s'étend sur 1 à 2 km de large dans la moitié ouest de la feuille et disparaît à la Villedé d'Ardin. Il renferme entre ses bordures faillées deux assises puissantes, fortement structurées, de conglomérats et de grès, l'une namurienne, l'autre stéphanienne. À son extrémité sud-orientale, il est accolé au Givétien de la Villedé-d'Ardin.

L'unité de Roc-Cervelle, assise sédimentaire épizonale, peut-être cambrienne, est comprise entre le bassin houiller dont elle constitue également l'encaissant sud-oriental, et la structure métamorphique de Mervent. Elle présente une déformation synmétamorphe originale (schistosité plane portant une linéation N30°E).

L'unité de Roc-Cervelle et le bassin de Vouvant sont limités au Sud-Ouest par l'accident NW-SE de Chantonnay (dénommé localement la faille de la Saucelière). La faille du Sillon houiller de Vendée se prolonge vers le Nord-Ouest. Sur plus de 100 km, d'étroits lambeaux houillers jalonnent son tracé.

L'**unité de Chantonay-Mervent**, est représentée sur la feuille par le métagranite de Mervent apparenté à celui de Chantonay. Ce massif est limité au Sud-Ouest par la **ligne tectonique Sainte-Pazanne-Mervent** (Godard, 2001). Soulignée par des cataclasites, cette faille majeure le met au contact du Domaine du Bas-Bocage vendéen. Le dernier ensemble du Domaine Les Essarts-Mervent, l'**unité de métamorphisme de haute pression des Essarts**, n'affleure pas dans l'emprise de la feuille.

– Le **domaine du Bas-Bocage vendéen** se divise en deux unités. L'**ensemble mésozonal nord-oriental** comprend des amphibolites, gneiss et micaschistes représentant le prolongement de l'**unité de Saint-Martin-des-Noyers** (Godard, 2001) et des **orthogneiss** équivalents probables du métagranite de l'Angle. Ces derniers développent un métamorphisme thermique dans les micaschistes et paragneiss encaissants.

Au Sud-Ouest, les **schistes de Chassenon**, ensemble métasédimentaire épizonal constitué de terrains paléozoïques. Le contact entre l'unité mésozonale et ces schistes épimétamorphiques est marqué par un **important accident mylonitique**.

La couverture

La couverture est essentiellement constituée de terrains du Jurassique (Lias et Dogger) et de formations résiduelles. En dépit des failles, les assises jurassiques présentent un pendage global vers le Sud, en direction du Bassin aquitain. Le Lias est ainsi représenté sur les trois quarts de la carte, tandis que le Dogger n'affleure que dans sa partie méridionale (Foussais-Payré, plaines de Coulonges et de Faye-sur-Ardin).

Le Jurassique est couvert d'un manteau parfois épais d'argiles rouges à silex issues de l'altération en place des assises jurassiques. Elles déterminent une paléosurface d'altération qui prend en biseau les assises secondaires, plus anciennes du Sud au Nord, pour finalement atteindre les micaschistes au Sud de Secondigny. Dans la forêt de Secondigny (233 m), cette surface porte des dalles de grès blancs à silex (silcrêtes) qui évoquent les grès ladères de l'Anjou et de la Vendée. Elle est donc probablement paléogène.

TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Coulonges-sur-l'Autize est à cheval sur le découpage des cartes au 1/80 000 la Roche-sur-Yon (n° 130), Bressuire (n° 131), Fontenay-le-Comte (n° 141) et Niort (n° 142). C'est toutefois cette dernière qui couvre la plus grande partie de la carte 1/50 000.

Pour ce qui concerne le socle, la seconde édition des feuilles 1/80 000 a été établie par Mathieu à la suite des études qu'il a menées dans le cadre de sa thèse, soutenue en 1937. Il a également réalisé la troisième édition, quand elle existe, mais sans fournir beaucoup d'éléments nouveaux. L'apport de Mathieu est notable pour le bassin houiller de Vouvant et le Givétien de la Villedé d'Ardin. Pour le reste, ses tracés sont imprécis et entachés de nombreuses erreurs d'attributions lithologique et stratigraphique.

Pour la couverture sédimentaire, les levés de la première édition de la feuille de Niort sont dus à Welsch (1903a) ; ils n'ont pas été fondamentalement modifiés dans les éditions ultérieures. La terminologie qu'il utilise, empruntée en partie à Le Touzé de Longueumar, et ses attributions stratigraphiques restent valables.

La révision des terrains hercyniens de la feuille a été entreprise en 1983 par P. Bouton, dans le cadre d'un travail de thèse qui s'est conclu en 1990. Son objectif était double : prolonger vers le Sud-Est le travail de Wyns (1980) sur la région de Chantonay, qui établissait une succession stratigraphique très différente de celle de Mathieu (1937) ; comprendre les relations entre le Givétien de la Villedé d'Ardin et les terrains épimétamorphiques adjacents. Des compléments ont été apportés dans le cadre d'études réalisées pour l'ANDRA de 1987 à 1991.

La couverture jurassique a été levée par P. Branger de 1999 à 2003, en collaboration avec P. Bouton pour le secteur nord-est et la basse vallée de l'Autize (Saint-Pompain, Saint-Hilaire-des-Loges). La cartographie des secteurs de Secondigny et Allonne avait été menée en 1991 par les deux auteurs dans le cadre d'un travail effectué pour l'ANDRA.

Les formations superficielles ont été levées par les deux auteurs.

La cartographie du socle, mais surtout du Jurassique a bénéficié de plusieurs études stratigraphiques publiées ou ayant donné lieu à des thèses, mémoires de DEA ou DES, pour la plupart soutenus à l'Université de Poitiers. Ont été également intégrées les informations fournies par les quelques forages répertoriés sur le territoire de la feuille.

La définition des différentes formations distinguées dans le Jurassique tient compte de la cartographie de la feuille 1/50 000 de Niort publiée précédemment et de celles de Saint-Maixent, Mazières-en-Gâtine et Fontenay-le-Comte qui sont en cours d'élaboration.

D'une manière générale, il a été tenu compte des directives édictées dans le volume des Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000 (BRGM, 3^e édition, 1997) sous l'égide du Comité de la Carte géologique de la France.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

DOMAINE DU HAUT-BOCAGE VENDÉEN

ξ¹. **Micaschistes de Soutiers. Micaschistes à deux micas, grenat ± sillimanite, amphibolites.** Cet ensemble métamorphique affleure dans l'angle nord-est de la carte, entre Allonne, Secondigny et le Fontenioux. Affectée par une importante altération développée sur une quinzaine de mètres d'épaisseur à partir du sommet des plateaux, la formation ménage peu d'affleurements de qualité, les meilleurs se situant approximativement entre la Génaudière et Allonne. Elle est constituée de faciès très recristallisés à biotite, grenat et grande muscovite, au sein desquels s'insèrent localement des amphibolites et des métaquartzites. Ces micaschistes acquièrent épisodiquement un cachet migmatitique, signe que l'isograde de la sillimanite est atteint.

Le faciès dominant est un micaschiste à grain fin (1 mm) ou très fin, caractérisé par des alternances millimétriques plus ou moins régulières et systématiques de lits essentiellement quartzeux et de lits micacés. De grands cristaux statiques, bleutés, de muscovite (2-4 mm) se surimposent à la foliation. La roche est parcourue de nombreux filonets de quartz d'exsudation concordant avec la foliation.

L'étude micrographique révèle une texture granolépidoblastique, plus rarement granoblastique. Elle montre que la biotite brune prédomine nettement sur la muscovite et met en évidence de très importantes variations de la teneur en plagioclase, en général fréquent, mais localement rare ou totalement absent. Deux paragenèses métamorphiques sont distinguées :

– une paragenèse primaire à quartz ± plagioclase + biotite brune (I) ± muscovite (I) + grenat, traduisant des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites à grenat. Connue plus à l'Est (environ de Reffannes), la sillimanite n'a pour l'instant pas été identifiée sur la carte Coulonges. Cependant les muscovites de la paragenèse secondaire pourraient représenter le produit de la déstabilisation totale de la sillimanite (Poncet, 1993).

– une paragenèse secondaire Basse Température, marquée par des pœciloblastes (1-5 mm) de muscovite (II) statiques et obliques sur la foliation antérieure.

La série comprend des intercalations amphibolitiques apparemment peu épaisses, de grain fin ou très fin (0,5-1 mm). Connues uniquement en pierres volantes, elles n'ont pas été figurées. Elles prennent un développement important vers le Sud-Est (feuille Mazières-en-Gâtine), d'abord sous forme des niveaux métriques concordants avec les micaschistes, puis avec le puissant massif de Saint-Lin.

• **Faciès mobilisés**

Entre Allonne et le Bois Liet s'individualisent parfois au sein des micaschistes des amas quartzo-feldspathiques leucocrates délimités par un liseré mélanocrate biotitique millimétrique et irrégulier. Ces amas hémicentimétriques forment des lits continus ou des amandes à grain fin (± 1 mm) et à texture isométrique équante. Corrélativement, la granulométrie de la roche-hôte augmente sensiblement pour atteindre 2-3 mm (en particulier muscovite et grenat). Cette organisation caractérise des métatexites à structure stromatitique ou rubanée. Des faciès identiques ont été observés sur la feuille Mazières-en-Gâtine autour de Soutiers (métatexites et diatexites au sein des micaschistes). Ils indiquent que la série méta-sédimentaire est atteinte ponctuellement par la fusion anatectique.

• **Métaquartzite (χ), leucogranite à muscovite (γ^0)**

À l'Ouest de Secondigny, un niveau de métaquartzite à grain fin s'insère dans la série métamorphique.

Au Nord d'Allonne, les micaschistes renferment des corps granitiques blancs à grande muscovite. Ils sont accompagnés d'un cortège filonien de pegmatites, quartz à tourmaline, quartz gris et quartzites, abondamment représentés en pierres volantes. Les granitoïdes de grain varié, fin à grossier, parfois pegmatoïde, sont généralement dépourvus de biotite. Ils forment des corps métriques à pluridécamétriques disposés en concordance au sein des micaschistes migmatitiques. Leur foliation plus ou moins nette, marquée en particulier par la disposition de la muscovite, est conforme à la foliation des micaschistes encaissants. Ces filons paraissent provenir du début de fusion qui affecte les métamorphites.

Éléments de datation

Les micaschistes du Haut-Bocage résultent du métamorphisme d'une série sédimentaire terrigène à volcano-sédimentaire dont l'âge serait Néoproterozoïque supérieur à Cambrien (voir synthèse géodynamique).

Déformation

La série présente une foliation de direction moyenne N125°E subverticale ou à pendage fort. Cette foliation est plan axial de plis isoclinaux d'axe subhorizontal N120°E à N150°E affectant les exsudats quartzeux. Localement, s'individualise une linéation d'étirement NW-SE à léger pendage SE (15-20°).

La paragenèse mésozonale à biotite + grenat + muscovite I et l'évolution métatectique s'inscrivent dans cet épisode de déformation.

Les muscovites rétomorphiques sont en revanche toujours statiques sur les microstructures précédentes.

γ^2 . Leucogranite porphyroïde à deux micas de Pougne-Hérisson (Viséen). Le leucogranite qui affleure dans l'angle nord-est de la carte constitue l'apophyse sud-orientale du massif de Pougne-Hérisson (Dhoste, 1980). Il est intrusif dans le granite à biotite de Largeasse qui l'encadre à l'Ouest et au Nord, l'ensemble des deux formant le massif de Neuvy-Bouin. Sur la feuille Coulonges, le faciès rencontré est un granite à biotite dominante sur la muscovite, peu porphyroïde à structure équante.

Géochimie

Le massif de Neuvy-Bouin a une composition qui le rapporte typologiquement à la lignée aluminopotassique, le leucogranite de Pougne-Hérisson étant plus peralumineux que le granite à biotite de Largeasse (Cuney *et al.*, 1993b). Il appartient à un ensemble de granites à deux micas dont les principaux sont les massifs de Parthenay, Bressuire, Ménigoutte et du Pin (Dhoste, 1980 ; Dao, 1981).

Éléments de datation

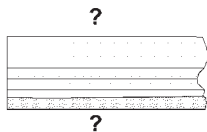
On ne dispose pas de datation radiochronologique du massif de Pougne-Hérisson. On sait en revanche qu'il recoupe des structures magmatiques du granite à biotite de Largeasse, qui s'est mis en place à 340 ± 5 Ma (datation U-Pb sur zircon, Cuney *et al.*, 1993b), c'est-à-dire au Viséen.

DOMAINE CENTRAL VENDÉEN

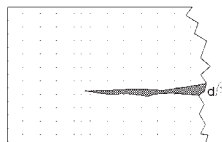
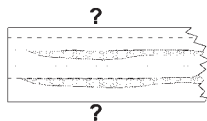
Unité de Chantonnay

La majeure partie des terrains anciens de la carte Coulonges appartient à cette unité qui est constituée par une puissante série épimétamorphique à dominante détritique et volcanique (fig. 1). Au

Unité de la Villedé d'Ardin
Givétien :
Conglomérats, grès et calcaires



Unité de Puyhardy
Cambrien supérieur daté :
siltstones verts à brachiopodes,
quartzarénites claires et
grès rouges de Champdeniers

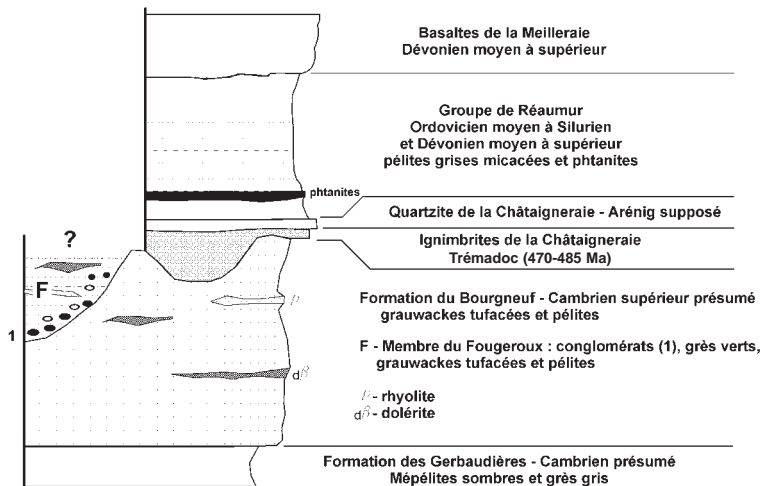


Unité de Roc-Cervelle
Cambrien possible :
grauwackes tufacées
et pélites



Unité de Marillet
Cambrien possible :
pélites et grauwackes
subordonnées

Unités sud-occidentales



Unité de Chantonny

Fig. 1 - Colonne stratigraphique de l'unité de Chantonny et corrélations avec les unités sédimentaires sud-occidentales

sein de cet ensemble, ce sont les dépôts terrigènes attribués au Cambrien qui sont les plus représentés. Les terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens ont une extension cartographique plus limitée.

Sur la feuille Chantonnay, la bordure nord-est de l'unité adopte une disposition monoclinale à regard sud-ouest qui permet d'en établir la stratigraphie (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1989b). À partir de Saint-Pierre-du-Chemin (feuille Moncoutant), ce dispositif fait place à une déformation complexe qui se traduit par la répétition par plissement et écaillage de la série cambro-ordovicienne (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990). Cette déformation atteint son paroxysme dans la région du Beugnon où elle aboutit à une imbrication étroite des différentes assises. Ainsi, le quartzite de la Châtaigneraie, au lieu de former un niveau continu, est-il écaillé et dilacéré en de multiples lames à pendage sud-ouest ou en d'étroites lentilles d'orientation NW-SE (fig. 2).

kG. Formation des Gerbaudières : métapélites sombres et grès gris (Cambrien présumé). Cette assise définie par Wyns (1980) n'affleure qu'en bordure nord-est de l'unité de Chantonnay. Sur la feuille Coulonges, on la rencontre pincée le long de l'accident de Secondigny. Elle correspond à une succession monotone de métapélites sombres, gris-bleu à noires, regroupant :

- des argilites sombres finement recristallisées en séricite et chlorite, riches en opaques, et parcourues de minces filonnets quartzeux à texture granoblastique. Ces schistes s'enrichissent localement en matière organique pour donner des ampélites ;
- des alternances silto-gréseuses d'échelle millimétrique à centimétrique au sein desquelles se succèdent irrégulièrement des lits clairs finement gréseux, riches en épidote et des lits phylliteux sombres riches en opaques ;
- des grauwackes arkosiques, grisâtres à bleues, de granulométrie moyenne à fine (0,1 à 0,25 mm), qui évoluent parfois vers des termes subarénitiques plus grossiers (clastes < 1 mm).

kB. Formation du Bourgneuf : grauwackes tufacées et pélites (Cambrien supérieur présumé) (500 m ou plus). Cette formation grésoschisteuse est très bien exposée dans les nombreuses vallées subméridiennes transversales à la disposition des couches. Elle est représentée par des alternances décimétriques à plurimétriques irrégulières de microconglomérats et conglomérats à graviers, grauwackes arkosiques lithiques moyennes, grauwackes fines et pélites ou argilites bleues ou beiges.

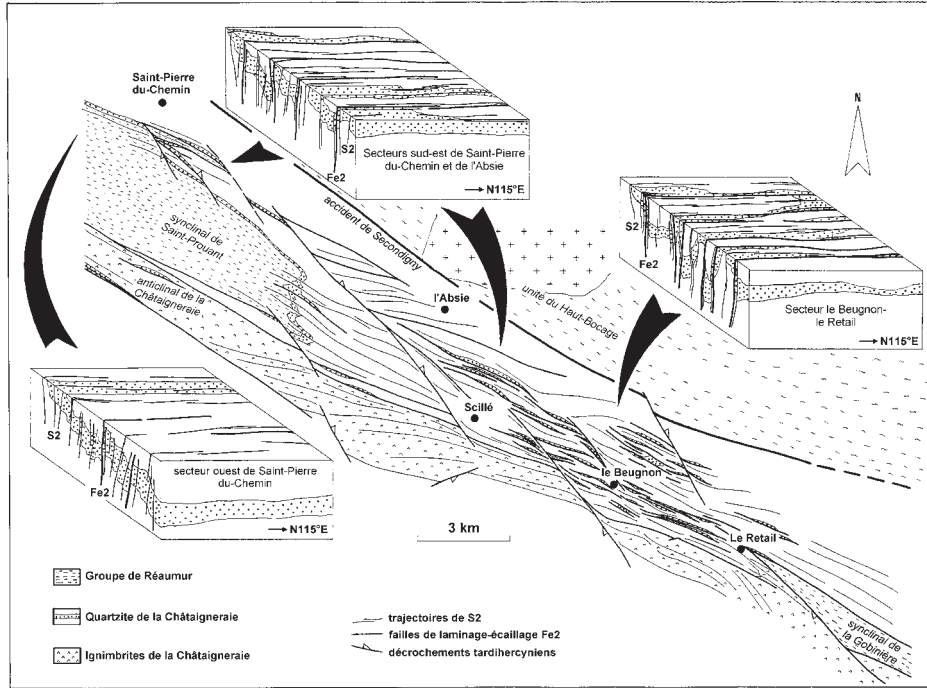


Fig. 2 - Évolution de la déformation D2 entre les synclinaux de Saint-Prouant et de la Gobinière au Nord-Est de l'unité de Chantonnay (d'après Bouton, 1990, adapté)

Au Sud-Ouest du massif ignimbrétique de la Châtaigneraie, la formation présente une teinte plus sombre (grauwackes et pélites brunes du Busseau et de Saint-Hilaire-de-Voust), mais conserve les mêmes traits lithologiques. Elle est recouverte au Sud-Ouest par la formation de Sigournais, dont la base est soulignée par des conglomérats.

L'importance de la tectonique (failles et plissements) rend délicate l'évaluation de la puissance de cette assise. Sur la carte Chantonay, elle est estimée à 500-1000 m (Wyns *et al.*, 1988).

Les grauwackes, qui constituent le faciès dominant, ont des teintes verdâtres, bleues ou brunes. Leur granulométrie est très variable et l'on passe constamment, plus ou moins brutalement, de termes gréseux grossiers à tendance microconglomératique à des grauwackes moyennes, puis fines, enfin à des siltites. Les clastes ont une composition assez constante : quartz (50-55 %) à cachet pyroclastique ou rhyolitique fréquent, feldspath alcalin (15-20 %) souvent kaolinisé, plagioclase (10-20 %), éléments lithiques (5-15 %), enfin muscovite et chlorite (1-5 %). La matrice initialement argilo-silteuse est finement recristallisée en quartz, séricite, chlorite et épidote. L'épidote est également présente sous forme de grains plus développés (0,2-0,4 mm) mimétiques d'anciens clastes.

Les faciès fins sont des pélites et des argilites vertes ou bleues, faiblement pyriteuses, généralement homogènes, mais parfois finement laminées.

La sédimentation enregistre sporadiquement l'arrivée de matériel grossier sous la forme de décharges pluridécimétriques lenticulaires de microconglomérats et de conglomérats à graviers. Les clastes, qui peuvent être jointifs ou dispersés au sein d'une matrice grauwackeuse, présentent une granulométrie de graviers ou de petits galets (< 5 cm). Outre du quartz filonien, des chertites et des épicastites variées (argilites et pélites micacées, grauwackes arkosiques tufacées), on y rencontre de nombreux éléments d'origine volcanique ou hypovolcanique, acide et basique : quartz rhyolitique, épidote, laves à composition et texture rhyolitique, laves quartzo-feldspathiques et plagioclasiques, roches basiques doléritiques.

kS. Formation de Sigournais : conglomérats, grès verts, grauwackes et pélites (Cambrien supérieur présumé) (500 m ou plus). Cette assise est développée dans la moitié sud-ouest de l'unité de Chantonay, au cœur du synclinal du Fougeroux, entre le Fougeroux (Sud-Ouest du Busseau) et Champdeniers. Sa base est soulignée par un

conglomérat polygénique grossier, lenticulaire, assise équivalente au « poudingue de Sigournais » de Mathieu (1937), décrit sur la carte Chantonay (Wyns *et al.*, 1988). Dans le secteur du Fougeroux, les bancs conglomératiques décrivent un synclinal d'axe N105°E. Sur son flanc nord-est, ils succèdent stratigraphiquement aux grauwackes et pélites brunes du Busseau (des critères structuraux et de polarité sédimentologique confirment cette succession). Vers le Sud-Est, les faciès grossiers restent localisés à la base de la formation (le Plessis, la Grugère, Neufchaise). Lorsqu'ils font défaut, la limite avec l'ensemble inférieur est délicate à tracer. On ne constate guère qu'un simple changement de couleur, la teinte d'ensemble devenant plus claire.

Les faciès grauwackeux et pélitiques ont une lithologie comparable à ceux de la formation du Bourgneuf.

• **Conglomérat du Fougeroux**

Cette assise comprend des conglomérats polygéniques interstratifiés au sein d'arkoses, de grauwackes et de pélites laminées bleues à gris sombre. Les passées grossières forment des corps lenticulaires de puissance décamétrique à pluridécamétrique et d'extension latérale hectométrique à kilométrique. Leur matrice est grauwackeuse. Les galets arrondis et hétérométriques (2 à 20 cm) associent quartz filonien, chertites claires (anciens verres volcaniques ?), chertites graphiteuses à fantômes de radiolaires (cf. phtanites) et épicastites (quartzarénites, arkoses, grauwackes, pélites). Les éléments d'origine volcanique sont nombreux et présentent la même diversité que dans la formation du Bourgneuf.

Sur le flanc sud-ouest du synclinal du Fougeroux, au Courtiou, plusieurs niveaux graveleux peuvent également être rapportés au conglomérat du Fougeroux. Il s'agit de faciès plus matures, plus riches en galets de quartz et plus pauvres en matrice gréseuse.

La seconde édition de la carte 1/80 000, dressée par Mathieu, figure du Stéphanien au Fougeroux. Cette attribution stratigraphique erronée était justifiée par la présence d'une « petite passée charbonneuse » et de « brèches houillères » (Mathieu, 1937). Il s'agit en fait des conglomérats du Fougeroux et des pélites sombres qui les accompagnent.

• **Grès verts à graviers**

Au Sud de Fenioux, les vallées du Saumort et du ruisseau de Fenioux recourent de puissantes barres d'arkoses et de grauwackes feldspathiques pauvres en matrice argileuse, à granulométrie de grès

moyen hétérométrique et de grès à graviers (la Bernardière). Ces lentilles gréseuses pourraient constituer des équivalents latéraux plus distaux des conglomérats du Fougeroux.

Milieu de sédimentation des formations du Bourgneuf et de Sigournais

La sédimentation est caractérisée par des alternances irrégulières, décimétriques à métriques, de faciès arénacés et silto-argileux. Quoique les figures sédimentaires soient rarement préservées, il est parfois possible de reconnaître des dépôts de *grain flow* et des séquences turbiditiques. En outre, l'aspect lenticulaire des dépôts, l'immaturation du matériel remanié et la puissance de la sédimentation traduiraient une sédimentation de cône sous-marin (Bouton, 1990). L'abondance des clastes volcaniques et hypovolcaniques montre que cette sédimentation est contemporaine d'une intense activité volcanique et volcanoclastique dont le système filonien à caractère tholéïtique paraît être l'expression tardive (voir description plus loin).

Lithostratigraphie et éléments de datation des formations du Bourgneuf et de Sigournais

Les deux ensembles constituent le prolongement sud-oriental des formations du Bourgneuf et de Sigournais telles qu'elles sont décrites sur la carte Chantonay par Wyns *et al.* (1988). Alors que sur la feuille Chantonay les relations entre les deux formations sont *pro parte* tectoniques (id.), sur Coulonges la formation de Sigournais succède stratigraphiquement à la formation du Bourgneuf. Cependant l'assise de Sigournais se biseaute rapidement vers le Nord-Est puisque le conglomérat qui en marque la base n'a été reconnu ni sur le flanc nord-est de l'anticlinal du Busseau, ni au Nord-Est du massif ignimbrétique.

L'attribution au Cambrien de la formation du Bourgneuf est admise depuis Mathieu (1937), essentiellement en raison de sa position stratigraphique sous les quartzites attribués au Grès armoricain (Mathieu, 1937 ; Ters, 1979 ; Wyns, 1980 ; Bouton, 1990). Plus récemment, un âge Cambrien supérieur a été proposé. Il se fonde sur la découverte, dans la formation de Sigournais, de brachiopodes de la famille des *Orthidae* dont l'âge serait compris dans l'intervalle Cambrien supérieur - Ordovicien moyen (dét. V. Havlicek, *in* Wyns *et al.*, 1988). Aucun gisement n'est connu dans la formation du Bourgneuf. Les formations du Bourgneuf ou de Sigournais ont été à plusieurs reprises comparées à celle de Puyhardy (Mathieu, 1937 ; Wyns *et al.*, 1988) qui livre également des brachiopodes du Cambrien supérieur. Toutefois, l'unité de Puyhardy caractérise un contexte paléogéographique très différent de celui de l'unité de Chantonay, sur laquelle elle est d'ailleurs allochtone (voir plus loin).

L'attribution au Cambrien supérieur du sommet de la formation du Bourgneuf s'accorde avec l'âge Trémadoc *s.l.* (485-470 Ma) des volcanites de la Châtaigneraie sus-jacentes.

Filons, laves et tuffites associés aux formations du Bourgneuf et de Sigournais

Les séries terrigènes du Bourgneuf et de Sigournais, riches en éléments volcaniques remaniés, recèlent en outre des intercalations de tuffites et de nombreux filons doléritiques et rhyolitiques. Les premières ne sont pas suffisamment puissantes pour être représentées sur la carte. À l'Est du Petit-Brusson, un fossé de drainage montrait un niveau métrique de tuffite intercalé dans les conglomérats du Fougeroux. La roche est constituée de quartz et feldspaths à façonement pyroclastique, dispersés dans une matrice grés-silteuse grise.

dβ. Dolérites. Elles forment de nombreux petits massifs concordants avec la stratification. Les plus développés se situent au Nord du Beugnon. Ces roches sombres à texture doléritique ou subtrachytique, grenue ou microgrenue, isogranulaire ou porphyrique, se composent essentiellement de plagioclase damouritisé, de hornblende verte et/ou brune et d'opakes. Elles sont altérées en actinote, chlorite, épidote et calcite. Dans ces faciès, le quartz est absent ou n'existe que sous forme interstitielle (silicification secondaire).

Dans la vallée de l'Egray (les Ritraisses), certains filons renferment des phénocristaux de quartz ceints d'une couronne réactionnelle d'amphibole. Ils sont associés à des laves sombres à texture porphyrique et à mésostase cryptocristalline sombre. Les phénocristaux sont des plagioclases pseudomorphosés en carbonates, de petits ferromagnésiens altérés (pyroxènes ?), ainsi que de rares quartz corrodés.

La relation entre les filons basiques et leur encaissant métasédimentaire peut être observée à la Brétinière au Sud de la commune de Pamplie. Un de ces filons, de puissance plurimétrique, montre une éponte soulignée par une bordure figée faiblement sécante sur la stratification. Dans le prolongement d'un second sill, les pélites encaissantes sont parcourues de conduits ovoïdes clairs riches en sulfures.

ρ. Rhyolites. On les rencontre au Sud-Ouest de la bande des ignimbrites de la Châtaigneraie (il est possible qu'il y en ait d'impliquées dans les écailles du Beugnon, mais elles sont alors difficiles à différencier des rhyolites liées aux ignimbrites de la Châtaigneraie). Elles sont particulièrement abondantes entre le

Busseau et la Loge-Fougereuse, où elles forment des massifs dont la puissance varie de 20 à 100 m et dont l'extension latérale peut être plurikilométrique (la Vigne). De texture porphyrique, elles renferment des phénocristaux (1-4 mm) de quartz, feldspath potassique (microcline) et plagioclase, ainsi que quelques biotites altérées. La mésostase microgrenue, massive et continue, est recristallisée en quartz, feldspath, séricite et chlorite.

Ces massifs sont concordants avec la stratification des dépôts détritiques dans lesquels ils s'insèrent. Le contact avec l'encaissant est brutal ou bien marqué par quelques décimètres de brèche à matrice rhyolitique et éléments sédimentaires anguleux arrachés à l'encaissant. Ceci confirme qu'il s'agit plutôt de sills que de coulées. D'ailleurs à Champdeniers et dans la vallée de l'Égray, ces roches montrent une texture nettement micropegmatitique.

Au Sud-Ouest du Busseau, dans la vallée du ruisseau des Fougères, on rencontre des niveaux plurimétriques d'une roche blanchâtre à verdâtre, d'aspect talqueux, contenant de rares clastes (quartz et plagioclases automorphes, rares fragments lithiques) dispersés dans un fond microgrenu granolépido-blastique de quartz, séricite et chlorite. Il est difficile de se prononcer sur la nature précise de ce faciès déformé qui peut être une rhyolithe aphyrique ou une cinérite.

Données géochimiques

L'étude géochimique des filons doléritiques et rhyolitiques inclus dans le Cambrien supposé a été effectuée sur la carte Chantonay par Thiéblemont (1987). L'analyse des dolérites (8 échantillons) donne des compositions basaltiques ($\text{SiO}_2 < 53\%$) et des teneurs relativement élevées en MgO (entre 5 et 8 %) qui attestent du faible taux de différenciation de la série. Les éléments majeurs et les éléments en traces montrent des affinités avec les séries tholéitiques intra-contininentales.

Ignimbrites de la Châtaigneraie : ignimbrites, rhyolites et volcanoclastites (Cambro-Trémadoc présumé) (0 à 500 m)

Cette puissante assise volcanoclastique est représentée dans la presque totalité de l'unité de Chantonay, depuis Sainte-Cécile au Nord-Ouest jusqu'à Chapelle-Bâton au Sud-Est, soit sur environ 70 km. Sur la feuille, elle dessine une bande qui atteint 2 km dans sa plus grande largeur, mais s'amincit à plusieurs reprises sous l'effet de la tectonique. Elle correspond à un ensemble homogène composé presque exclusivement d'ignimbrites (Boyer-Guilhaumaud, 1974 ; Bouton, 1990). Toutefois des cinérites et des conglomérats sont

observés sur ses bordures. Sa puissance, difficile à évaluer, pourrait atteindre plusieurs centaines de mètres.

Au Nord-Est, les volcanites de la Châtaigneraie sont impliquées dans le complexe faillé et plissé du Beugnon où affleurent des niveaux moins puissants à lithologie plus diversifiée : ignimbrites, rhyolites, cinérites, lahars...

ip. **Ignimbrites.** Rose, verdâtre, grise ou blanche à l'affleurement, la roche contient de 10 à 40 % de phénocristaux automorphes à subautomorphes de quartz et de feldspath. Ces porphyroclastes dont la taille est comprise entre 0,2 et 4 mm, sont dispersés dans une mésostase d'aspect discontinu, au sein de laquelle s'individualisent (Bouton, 1990) :

- des structures en « flamme » formant des lentilles flexueuses aux extrémités déchiquetées, grises, vert sombre ou plus fréquemment roses lorsqu'elles sont dévitrifiées. Ces structures sont caractéristiques des ignimbrites ;
- des figures de dévitrification roses à section globuleuse.

Les ignimbrites renferment en outre épisodiquement :

- des enclaves épiciastiques et magmatiques (xénolites), particulièrement abondantes au Nord du Busseau (30-40 %) ;
- des flammèches centimétriques vertes ou noires, d'aspect satiné, ayant en lame mince l'aspect de loupes phylliteuses aphyriques. Il pourrait s'agir de fragments de ponce.

Malgré une certaine monotonie d'aspect, imputable en grande partie à la déformation et aux recristallisations épimétamorphiques, on observe des variations concernant la richesse en phénocristaux, en enclaves et en fragments de ponce. Aucun indice de remaniement n'est constaté.

En lame mince, les phénocristaux de quartz et de feldspaths sont dominants. Le quartz (55 %) est automorphe à subautomorphe et affecté de phénomènes de surfusion. Il présente souvent un façonnement pyroclastique : cassures courbes, quartz en écharde et en cimenterre. Les feldspaths alcalins montrent également, mais dans une moindre mesure, des phénomènes de surfusion et d'éclatement. Il s'agit de microcline et de grands cristaux perthitiques altérés en kaolinite. De petits clastes subautomorphes ou xénomorphes d'albite (An 5 %) s'observent dans la plupart des faciès. On compte en outre toujours une faible proportion de biotite chloritisée, de zircon et de sphène.

La mésostase, finement grenue, a une texture felsitique discontinue et contournée. Elle est constituée de cristallites de quartz, feldspath, séricite, chlorite et épidote. Localement, elle peut être affectée par des dévitrifications développant des sphérolites isolées ou en amas et des structures axiolitiques. Ces dernières forment parfois d'étroits canalicules mimétiques de la texture pyroclastique initiale, mais plus généralement des structures globuleuses massives (0,5 à 5 mm de section). Celles-ci se composent d'un cortex feldspathique fibro-radié et d'un cœur isogranulaire feldspathique ou quartzo-feldspathique.

Les phénomènes de recristallisation ont presque totalement effacé la texture vitroclastique initiale de la mésostase. Cependant, celle-ci est parfois conservée permettant de reconnaître (Bouton, 1990) :

- des ignimbrites à mésostase très discontinue, où coexistent des secteurs clairs contournés à extrémités déchiquetées et des secteurs plus sombres très discontinus (la Baubière, au Sud-Est du Retail) ;
- des ignimbrites flammées (tufs soudés) à mésostase pseudo-fluidale discrètement hétérogène et à flammes flexueuses à texture rubanée (carrière de la Godinière au Nord-Est de Fenioux) ;
- des ignimbrites rubanées, pauvres en cristaux, dont la mésostase apparaît constituée d'étroits rubans parallèles (le Pinier au Nord-Ouest du Busseau) ;
- des brèches pyroclastiques type nappe de ponce, dépourvues de flammes, formées d'un agglomérat de cristaux et de fragments ponceux anguleux dispersés dans un fond microgrenu homogène secondairement silicifié (carrière des Louges au Nord-Est de Fenioux).

ρ. Rhyolites. Les faciès rhyolitiques sont surtout représentés entre le Beugnon et Allonne. En forêt de Secondigny, le massif le plus important expose des rhyolites claires porphyriques à mésostase perlitique (l'Abbaye des Bois, le Moulin du Bois). Des rhyolites blanches aphyriques s'observent également dans le bourg du Beugnon.

• **Cinérites et tuffites**

Quelques niveaux plurimétriques de cinérites se rencontrent à la base du complexe ignimbritique principal, près de la Luctière (Sud-Ouest du Beugnon) et de la Martinière. Les cinérites de la Luctière contiennent des quartz rhyolitiques, des feldspaths, de rares muscovites et des fragments d'ignimbrites blanchâtres. Ces clastes sont dispersés dans une fine matrice sombre.

Le complexe écaillé du Beugnon expose une grande variété de faciès volcanoclastiques.

Les cinérites des Châtaignerles, à l'Ouest de la forêt de Secondigny, se présentent comme des roches beiges, dures et massives, constituées

d'un agglomérat, parfois lité, de petits clastes automorphes ou aciculaires de quartz et feldspaths (0,1-0,5 mm) disséminés dans une matrice microgrenue.

À Mizaudrie, au Nord-Est du Beugnon, on rencontre des tuffites grossières, d'aspect macroscopique proche des ignimbrites, riches en quartz et feldspaths à façonnement volcanoclastique, ainsi qu'en éléments épyclastiques.

On assimile également à des volcanoclastites *sensu lato* des niveaux métriques de roches blanchâtres à ocre, à aspect satiné et toucher talqueux, auxquelles la déformation confère un débit en crayon très caractéristique. Certains faciès, qui peuvent être lités, contiennent en proportion variable des clastes volcaniques (quartz et feldspaths automorphes ou subautomorphes) épars dans une matrice finement granoblastique constituée de quartz et de cristallites de chlorite et de muscovite. D'autres sont quasiment aphyriques. Ces niveaux sont généralement accolés au quartzite de la Châtaigneraie. Étant donné l'augmentation de la déformation à la périphérie des lentilles quartzitiques, il est probable qu'ils représentent le terme déformé et hydrothermalisé de différents faciès volcaniques ou volcanoclastiques (tuffites, ignimbrites, rhyolites...).

Le complexe écaillé du Beugnon renferme enfin des dépôts épyclastiques que l'on peut considérer comme des faciès distaux ou remaniés des volcanites de la Châtaigneraie. Ces faciès sont impliqués dans l'encaissant cartographique hétérogène des écaillures de quartzite de la Châtaigneraie. On y rencontre principalement :

- des pélites bleues à beiges, homogènes, à petites pyrites, présentant de petites taches ovoïdes bleu sombre qui s'avèrent être de petits amas chloriteux ou chlorito-sériciteux (coupe de la Bâtie, le long du CD25 au Nord-Est de Fenioux). Elles contiennent de rares clastes quartzeux de petite taille (10-50 μ). Ces épyclastites fines passent parfois latéralement à des faciès plus clairs, probablement d'anciennes cendres volcaniques, renfermant une faible proportion (10 %) de clastes quartzeux monocristallins automorphes ou subautomorphes (200 μ) répartis dans un fond très fin, homogène, de quartz et de chlorite ;
- des argilites noires, bleu sombre ou bariolées, parfois riches en grosses pyrites, passant à des alternances plurimillimétriques à pluricentimétriques irrégulières d'argilites noires à bleu sombre, lustrées, et de lits gréseux ou silto-gréseux ocre, gris clair ou blanchâtres. Les termes arénacés de ces alternances évoluent en permanence entre un pôle arénitique arkosique et un pôle grauwackeux tufacé à tendance microconglomératique. La roche peut alors s'enrichir en feldspath et en quartz pyroclastique et s'apparenter à une tuffite grossière. Ces alternances argilo-gréseuses sont particulièrement sensibles au boudinage tectonique. Il en résulte des faciès « pseudo-

conglomératiques » dans lesquels les nodules gréseux (0,5-10 cm) sont dispersés dans les argilites sombres (Sud-Est de la Crétinière).

• **Brèches et conglomérats**

Des niveaux conglomératiques lenticulaires sont conservés à la base du massif ignimbritique. Ces conglomérats à matrice argilo-gréseuse sombre remanient essentiellement des galets émoussés d'épiclastites (pélites, grauwackes et arkoses), de rhyolites et d'ignimbrites. Le plus caractéristique se situe au Sud-Est du Retail (la Vergne). Les galets, de taille centimétrique à décimétrique, sont emballés dans une matrice argilo-gréseuse brune riche en quartz rhyolitique, feldspath et fragments anguleux de verre volcanique.

Au Nord-Est du Retail, la brèche de la Coussaye offre un aspect différent. Une petite carrière exploite une formation à blocs pluridécimétriques d'ignimbrites et d'épiclastites noyés dans une matrice tantôt argileuse, tantôt arkosique. L'absence de litage et de classement, la forte proportion de matrice argileuse et l'aspect anguleux des clastes apparentent ce faciès à un dépôt de lahar.

Répartition des différents faciès

Les volcanoclastites se répartissent de la façon suivante (fig. 3) :

- dans la partie centrale de l'unité de Chantonay, le long d'un axe approximativement N110°E, prédomine une série pyroclastique puissante (plusieurs centaines de mètres ?) et homogène, les faciès épicalstiques, très subordonnés, étant limités à la base de la formation ;
- sur son flanc nord-est, la formation est à la fois plus mince, voire lenticulaire, et plus diversifiée : rhyolites, cinérites, tuffites, coulées de boues (lahar de la Coussaye), faciès de remaniement plus ou moins riches en épicalstites (conglomérat de la Vergne). Ces faciès sont à comparer à la « pierre des Plochères » qui occupe à Saint-Pierre-du-Chemin la même position stratigraphique (Mathieu, 1937 ; Berre, 1967) et qui s'apparente à une coulée de boue volcanoclastique. Dans tous les cas, on constate une imbrication étroite entre dépôts pyroclastiques, rhyolites et épicalstites tufacées. L'épaisseur des dépôts épicalstiques latéraux aux ignimbrites est difficile à apprécier. Il est probable qu'il s'agit de corps lenticulaires dont la puissance ne dépasse pas 50-100 m.

Cette disposition montre que la masse principale des ignimbrites s'est mise en place dans une longue dépression N110°E correspondant probablement à une zone de fracturation en extension active lors de l'épisode pyroclastique (Bouton, 1990). Notons enfin que la fréquence des intercalations tufacées au sommet de la formation du Bourgneuf paraît annonciatrice de la manifestation ignimbritique ultérieure.

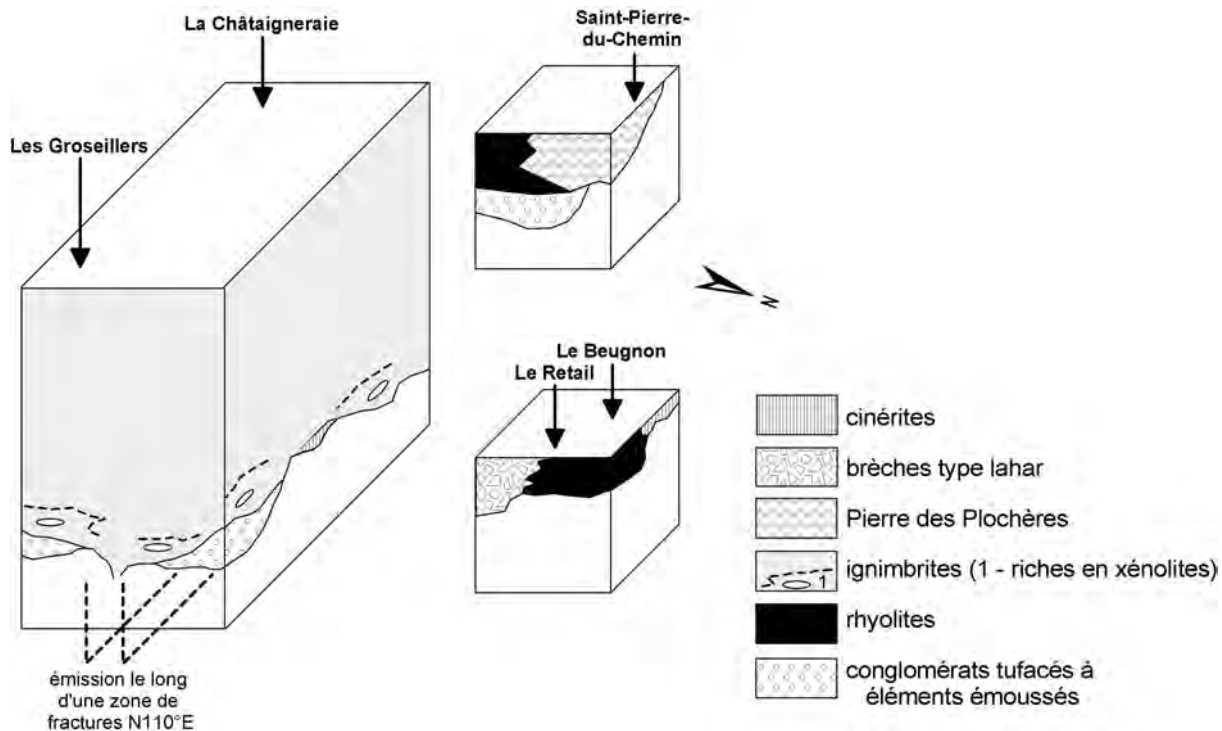


Fig. 3 - Répartition spatiale des ignimbrites de la Châtaigneraie et des faciès associés (d'après Bouton, 1990, modifié)

Données géochimiques

L'analyse des éléments majeurs des ignimbrites de la Châtaigneraie montre qu'il s'agit de leucorhyolites potassiques, pauvres en fer, en calcium et en magnésium. Les alcalins présentent une mobilité importante dont l'origine paraît être secondaire (métamorphisme et hydrothermalisme). Boyer-Guilhaumaud (1974) attribue à ces volcanites une origine crustale. Aucune donnée récente ne permet d'en préciser l'affinité géochimique.

Éléments de datation

La position stratigraphique des ignimbrites de la Châtaigneraie entre la formation du Bourgneuf, attribuée au Cambrien supérieur, et le quartzite de la Châtaigneraie, assimilé au Grès armoricain, a conduit Mathieu (1937), puis Wyns (1980) et Bouton (1990) à les placer dans un intervalle comprenant le Cambrien supérieur et le Trémadoc. Deux datations géochronologiques par méthode U-Pb sur zircons viennent confirmer cette attribution (le protocole analytique et les résultats sont détaillés en annexe). La première concerne une ignimbrite du Nord de Fenioux, qui a donné un âge à 470 ± 11 Ma ; la seconde un bloc rhyolitique emballé dans le conglomérat volcanoclastique des Plochères (Saint-Pierre-du-Chemin, feuille Moncoutant), qui a été daté à 485 ± 14 Ma.

Les deux âges obtenus situent les manifestations volcaniques entre le sommet du Cambrien et l'Arénig, c'est-à-dire au Trémadoc.

02. Quartzite de la Châtaigneraie : quartzarénite blanche (Arénig supposé) (30 à 80 m). Dans l'ensemble de l'unité de Chantonay, le quartzite de la Châtaigneraie constitue un niveau repère de grès blanc succédant aux ignimbrites de la Châtaigneraie ou à la formation du Bourgneuf (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980). Sur la carte Coulonges, entre la Bource et le Retail, cette assise est intensément écaillée et boudinée au sein du complexe faillé du Beugnon. Elle y constitue alors d'étroites lames à pendage sud-ouest ou bien de multiples amandes d'orientation NW-SE armant des pointements et des crêtes de même direction. De nombreuses petites carrières désaffectées les exploitaient comme matériau de construction (la Bource, la Roche, Mizaudrie). Les passées altérées ont parfois fourni du sable.

La formation est caractérisée par des quartzarénites blanches, moyennes à grossières, passant très rarement à des conglomérats à dragées de quartz et matrice quartzarénitique. Les clastes quartzeux sont toujours bien classés et la maturité du matériel sédimentaire est importante. Quelques passées arkosiques grises, faiblement argileuses (moins de 5 % de phyllites), et d'épisodiques galets rhyolitiques témoignent du remaniement des ignimbrites de la Châtaigneraie. Lorsque la stratification est conservée, elle s'exprime par des bancs décimétriques, parfois à joints argileux, subdivisés en lamines de 0,5 à

2 cm d'épaisseur. Ces dernières peuvent être planes et parallèles, ou bien obliques et biseautées.

Les quartzites sont affectés par une déformation cisailante dont la répartition est hétérogène : les faciès à caractères sédimentaires préservés (litage, forme des grains) voisinent avec des termes déformés très recristallisés. Dans ces derniers, l'examen en lame mince montre que les clastes quartzeux s'aplatissent dans le plan de schistosité tandis que leur pourtour recristallise en néograins. Ces néograins représentent jusqu'à 35 % de la roche au Rocher Chardon. La déformation est maximale à la périphérie des lentilles quartzitiques. Elle se manifeste également le long de couloirs verticaux à l'intérieur d'assises gréseuses moins déformées.

Milieu de dépôt

Le quartzite de la Châtaigneraie présente un faciès très homogène dans l'ensemble de l'unité de Chantonay. Il est transgressif soit sur les ignimbrites de la Châtaigneraie qu'il remanie à sa base, soit directement sur la formation du Bourgneuf. Il se termine par un membre supérieur grés-argileux ou silteux (Wyns *et al.*, 1988 ; Bouton, 1990) qui ici est souvent tronqué par la tectonique. Son extension géographique importante (90 km), ses faibles variations d'épaisseur (30-80 m) et son homogénéité lithologique montrent que la transgression s'effectue sur un substratum arasé. D'autre part, ses caractères sédimentologiques paraissent s'inscrire dans un contexte de sédimentation marine peu profonde de type plate-forme sableuse. Des pistes de vers de la forme *Curvilinearis* sp. indiquent également un domaine marin restreint.

Éléments de datation. Remarques stratigraphiques

La formation est classiquement attribuée à l'Arénig en raison de sa position stratigraphique et de son faciès qui évoquent le Grès armoricain (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980 ; Bouton, 1990). Cependant cette assimilation paraît abusive en raison de l'appartenance des deux formations à des domaines paléogéographiques différents. D'autre part elle n'est étayée par aucune donnée paléontologique puisque la formation est quasiment azoïque. Les seuls fossiles connus sont sans valeur stratigraphique : pistes de vers identifiées comme *Curvilinearis* sp. (F. Guillocheau, communication orale), récoltées par P. Bouton dans la carrière de Cheffois, sur la feuille Chantonay.

om-d. Groupe de Réaumur : pélites sombres, phtanites et grès (Ordovicien moyen à Silurien et Dévonien) (800 m). Le groupe de Réaumur (Wyns, 1980) désigne l'ensemble des terrains — pélites, shales, phtanites et basaltes — succédant au quartzite de la

Châtaigneraie. Il affleure ici au sein de l'étroit synclinal de la Gobinière et, dans une bien moindre mesure, est impliqué dans le complexe faillé du Beugnon. Il se caractérise par une série détritique à dominante pélitique, grise à noire, renfermant des passées micro-quartzitiques sombres. Il est couronné par le complexe basaltique de la Meilleraie.

Dans le synclinal de la Gobinière, le groupe de Réaumur est pincé tectoniquement entre la formation du Bourgneuf au Nord-Est, et les ignimbrites de la Châtaigneraie au Sud-Ouest. Quoiqu'une partie de la succession stratigraphique soit occultée par des failles (quasi-absence du quartzite de la Châtaigneraie) on y retrouve les principaux termes mis en évidence dans le synclinal de Saint-Prouant par Wyns *et al.* (1988 et 1989b). Les indications d'épaisseur sont celles données par ces auteurs.

Les schistes du synclinal de la Gobinière n'ont livré aucun fossile en dehors des fantômes de microfossiles observés dans les phtanites (radiolaires ?). Les recherches de microfossiles ont été vaines. Toutefois, dans le synclinal de Saint-Prouant, l'âge du groupe de Réaumur a pu être établi paléontologiquement par Wyns (1980) et Wyns *et al.* (1989b). Il est ainsi possible de distinguer un ensemble ordovico-silurien peu épais (100 m), situé entre le quartzite de la Châtaigneraie et la formation des phtanites comprise, et un ensemble dévonien, puissant de 600 à 700 m, couronné par les basaltes de la Meilleraie et de la Gobinière.

• **Schistes situés sous les phtanites (100 m)**

Au Nord de Chambord, les premiers niveaux du groupe de Réaumur, en contact par faille avec la formation du Bourgneuf, correspondent à 100 m de siltstones verts pyriteux, de pélites grises micacées et de quartzwackes grises à muscovite détritique. Ces dernières se composent de clastes — quartz millimétrique à cachet rhyolitique, muscovite, chlorite et tourmaline — dispersés dans une matrice grise (40 %), initialement argileuse, recristallisée en quartz et phyllites. Ce faciès constitue un bon niveau repère de la base du groupe de Réaumur.

• **Phtanites (10-20 m)**

Cette assise pluridécamétrique discontinue est présente sur les deux flancs du synclinal. Elle associe des phtanites, roches dures, noires, parfois décolorées par l'altération, des pélites et des argilites grises. L'examen micrographique des phtanites révèle des microquartzites graphiteuses et pyriteuses en lits millimétriques à centimétriques séparés par de minces interlits argileux ou argilo-quartzeux. Des microfossiles (radiolaires ?) se signalent par de petites taches circulaires claires comblées de quartz (0,1 à 0,3 mm de diamètre).

La déformation s'exprime généralement bien dans ces roches qui sont plissées, microplissées, et boudinées au sein des pélites encaissantes.

Éléments de datation

Sur la feuille Chantonay, les schistes associés aux phtanites ont livré des graptolithes de grande taille, mal conservés, attribués par R.B Rickards au genre *Climocograptus* et *Glyptograptus*, qui conclut à un âge Caradoc à Silurien supérieur (Wyns, 1980) ;

• Schistes compris entre les phtanites et le complexe basique (600-700 m)

Ces pélites lustrées grises, plus ou moins gréseuses, occupent une grande partie du synclinal de la Gobinière. Elles montrent des alternances millimétriques de lits argileux ou argilo-gréseux sombres et de lits clairs grésos-silteux ou gréseux fins, souvent boudinés et microplissés. Ces faciès sont toujours riches en petites muscovites et chlorites détritiques (50 à 200 μm). Ils admettent des récurrences épisodiques de microquartzite graphiteux en lits pluri-millimétriques à centimétriques.

• Le groupe de Réaumur dans le complexe faillé du Beugnon

Le groupe de Réaumur semble peu représenté au sein de la zone écaillée, même si l'on peut lui rattacher les pélites grises micacées pincées au cœur du petit synclinal de la Drouitière (SSE du Beugnon) et celles qui sont accolées au quartzite de la Châtaigneraie au Sud de la Forêt de Secondigny (en revanche, les phtanites signalées à l'Ouest du Retail par la carte 1/80 000 Niort n'ont pas été retrouvées). Il n'est toutefois pas exclu que son extension réelle soit sous évaluée. En effet, la déformation et l'imbrication étroite des différentes assises stratigraphiques rendent délicate la distinction entre les pélites du groupe de Réaumur et certains faciès fins antérieurs.

Éléments de datation

Dans le synclinal de Saint-Prouant, les schistes situés au-dessus des phtanites contiennent des lentilles de calcaires à entroques renfermant des conodontes dévoniens (*Icriodus* sp.) et des tentaculites appartenant au genre *Striatostyliolina* sp. (Wyns et al., 1989b). Le genre *Striatostyliolina* sp., connu du Praguien au Frasnien, est surtout répandu au Givétien (id.).

β. Complexe volcanique basique de la Gobinière (Dévonien). Situé au cœur du synclinal, le complexe basique de la Gobinière s'étend de la Pinière à la Vellière et se prolonge sur la feuille Mazières-

en-Gâtine jusqu'au hameau de Saint-Marc. Il comprend en majorité des laves microlitiques sombres — probablement d'anciens basaltes — et des dolérites. Ces roches basiques alternent avec des pélites grises à lentilles microquartzitiques.

À l'affleurement, on observe des laves microlitiques à pillow lavas (la Pinière, ruisseau de la Roche Hudon), des coulées bréchiques incorporant des blocs décimétriques de sédiments silicifiés et rubéfiés (ruisseau de Moulin-Blanc à l'Ouest de la Gobinière), enfin des dolérites injectées dans des pélites et des microquartzites graphiteux (la Gobinière).

Plusieurs faciès pétrographiques ont été reconnus :

- des laves microlitiques albitiques vacuolaires. Les espaces entre les plagioclases sont occupés par de la chlorite et des opaques ;
- des laves microlitiques porphyriques à phénocristaux d'albite et de clinopyroxène (augite ?), riches en opaques et altérées en calcite, épidote et leucoxène ;
- des dolérites à plagioclase, amphibole et ferromagnésien indéterminable, riches en opaques et altérées en chlorite, séricite, épidote et leucoxène ;
- plus rarement des termes acides rhyodacitiques.

Ces roches sont souvent fortement silicifiées, chloritisées et minéralisées. Elles présentent un caractère spilitique que souligne l'association albite (An 3-5 %), chlorite ± pyroxène.

Éléments de datation, indications géochimiques

Le complexe basique occupe la même position stratigraphique que les basaltes de la Meilleraie du synclinal de Saint-Prouant (feuilles Chantonnay et la Roche-sur-Yon). L'étude géochimique de ces derniers (Thiéblemont, 1987) a permis de reconnaître deux lignées magmatiques imbriquées : une lignée de « N-MORB » (tholéiites océaniques) et une lignée calco-alkaline. La comparaison avec les séries actuelles suggère une mise en place dans un bassin d'arrière-arc. Les indications paléontologiques concernant le groupe de Réaumur (cf. *supra*) conduisent à dater du Dévonien moyen à supérieur le début de fonctionnement de ce magmatisme.

kB-0. Cambrien à Ordovicien indifférenciés du complexe écaillé du Beugnon. Aux abords de l'accident de Secondigny, la série paléozoïque est affectée par une déformation intense avec l'intervention conjointe de plissements et de failles d'écaillage N110°E. Cette structuration concerne particulièrement la tranche stratigraphique comprise entre le sommet de la formation du Bourgneuf et la base du groupe de Réaumur. Son expression la plus

évidente est la dilacération du quartzite de la Châtaigneraie en de multiples écailles (fig. 2). On retrouve autour de celles-ci les éléments des terrains sous et sus-jacents : grauwackes et pélites du Bourgneuf, volcanites et volcanoclastites de la Châtaigneraie, pélites sombres de la base du groupe de Réaumur. Cependant, leur état d'imbrication et la convergence de certains faciès interdisent toute représentation cartographique. À ces faciès s'ajoutent des argilites ocre, satinées, parfois riches en grosses pyrites, qui paraissent résulter de circulations de fluides le long des couloirs d'écaillage.

Unité de Marillet

L'unité de Marillet (Bouton, 1990) longe au Nord-Est le bassin houiller de Vouvant. Elle est limitée au Nord-Est par l'accident de Saint-Maurice-des-Noues, puis par le décrochement de Saint-Laurs, qui la mettent en contact avec l'unité de Chantonnay. Ses terrains épimétamorphiques sont plus recristallisés et déformés que les formations sédimentaires de la formation de Sigournais avec lesquels ils sont en contact par faille. Leur lithologie est également assez différente. Les environs de Marillet offrent de nombreux affleurements de ces faciès.

kM. Formation de Marillet : métapélites et métagrauwackes vertes (Cambrien possible). La formation correspond à des alternances millimétriques à centimétriques régulières de silts ou grès fins, bien classés, bleus ou verts, et de niveaux argileux plus clairs. Ces faciès sont partiellement recristallisés en quartz, séricite, chlorite, épidote et calcite, et sont parfois parcourus de veinules de calcite. Au Sud de Saint-Maurice-des-Noues, apparaissent des niveaux décimétriques à métriques de grauwackes moyennes bien triées. Quelques décharges de conglomérats fins (clastes de 2 à 5 mm) sont également observées à Broue (Sud-Est de Saint-Maurice-des-Noues) et à l'Ouest du Bois de la Boule (Faymoreau). Ces derniers représentent le « Poudingue de Marillet » décrit dans les dernières éditions de la carte 1/80 000 Niort.

Éléments de datation

La formation de Marillet, azoïque, présente des analogies lithologiques avec la formation des Gerbaudières. C'est pourquoi Bouton (1990) propose de lui attribuer un âge Cambrien.

dβ. Dolérites. Un seul corps filonien a été reconnu dans l'unité de Marillet. Il s'agit d'une dolérite à texture grenue (Sud de la Davière, près de la bordure occidentale de la carte).

Déformation et métamorphisme des unités de Chantonnay et Marillet

Ces terrains sont affectés de deux déformations, l'une symmétamorphe (D1), l'autre post-métamorphe (D2).

• Déformation symmétamorphe D1

Dans l'unité de Chantonnay, elle consiste en une schistosité S1, coplanaire de la stratification et associée à une paragenèse à quartz, séricite, chlorite, albite \pm épidote qui indique un contexte épizonal de faciès schistes verts. Aucun pli synschisteux de S1 n'est connu dans l'emprise de la carte. La structure la mieux exprimée et la plus représentative est une linéation d'étirement subhorizontale Le1 que l'on observe dans les faciès gréseux et conglomératiques et surtout dans les volcanoclastites. L'étirement important des flammes, des structures de dévitrification et des clastes épicastiques confère à ces dernières un débit en crayon caractéristique. Les phénoclastes, souvent fracturés, sont moulés par la schistosité symmétamorphe. Ils se prolongent par de fines queues de recristallisation quartzueuses en forme de cigare.

La déformation est de type aplatissement dans les conglomérats ($K < 1$) et de type cisaillement simple dans les volcanoclastiques ($K \approx 1$), sans que le sens de cisaillement soit établi. La direction de la linéation d'étirement est N100°E à N110°E dans la partie occidentale de la carte, mais elle s'incurve à N130°E dans la partie orientale (réorientation en relation avec l'accident de Parthenay).

Dans l'unité de Marillet, la schistosité de flux S1 est également développée dans le faciès schistes verts. Elle est confondue avec la stratification. Initialement horizontale, elle est fortement plissée par la déformation post-métamorphe D2. La granulométrie fine de la formation ne se prête guère au développement d'une linéation d'étirement. Quelques directions E-W et ENE-WSW ont été mesurées dans des grauwackes.

• Déformation postmétamorphe D2

Dans l'unité de Chantonnay, l'épisode D2 induit un plissement d'axe NW-SE d'échelle centimétrique à plurikilométrique (synclinaux de Saint-Prouant, de la Gobinière et du Fougeroux), développant une schistosité de fracture ou de crénulation subverticale. D'Ouest en Est, la direction des plis P2 et de la schistosité S2 s'infléchit de N105°E à N130°E. La schistosité S2 est fréquemment déformée par des plans subverticaux N130°E à N150°E, congénères de S2, qui fonctionnent tantôt en plan de cisaillement dextre (décrochement attesté par les

stries de glissement et le décalage de marqueurs lithologiques), tantôt en simple plan de dissolution (fig. 4). Ces structures indiquent que la déformation D2 comporte une composante de décrochement dextre.

On rapporte également à la déformation D2 le développement des accidents longitudinaux N115°E du complexe du Beugnon. Cet écaillage qui prend naissance à l'Ouest de Saint-Pierre-du-Chemin (carte Moncoutant), atteint son paroxysme vers le Beugnon où il provoque l'imbrication étroite des différents niveaux stratigraphiques et les multiples répétitions qui les affectent (fig. 2). Parallèles aux plis P2 et aux trajectoires de S2, ces failles résultent du plissement hétérogène avec déformation de flancs d'une série à fort contraste de ductilité, le contraste étant notamment important entre le quartzite de la Châtaigneraie et les assises qui l'encadrent stratigraphiquement. La périphérie et le prolongement des lentilles quartzitiques sont d'ailleurs jalonnées de roches argilisées esquilleuses, ocre ou verdâtres, parfois rougeâtres, à toucher talqueux, souvent riches en grosses pyrites. Ces faciès peuvent être assimilés aux faciès séricitisés développés le long des plans de cisaillement et d'écaillage.

Dans l'unité de Marillet, les plis P2 décimétriques à métriques d'axe N105-10SE, plissant S0-1, sont systématiquement déversés vers le Sud-Ouest, ils sont associés à une schistosité de crénulation pénétrative S2 d'orientation N105-45NE.

DOMAINE LES ESSARTS – MERVENT ET UNITÉS ASSOCIÉES

Nous décrirons cet ensemble très hétérogène en commençant par les terrains les plus métamorphiques que sont l'unité de Roc-Cervelle et l'orthoigneiss de Chantonay-Mervent. Nous nous intéresserons ensuite aux unités vraisemblablement allochtones de Puyhardy et de la Villedé-d'Ardin, pour terminer par le Houiller de Vouvant.

Unité de Roc-Cervelle

L'unité de Roc-Cervelle (Bouton, 1990) désigne l'ensemble des terrains métasédimentaires épimétamorphiques situés entre le complexe cristallophyllien de Mervent au Sud-Ouest, le bassin houiller de Vouvant, puis l'unité de Puyhardy, au Nord-Est. Ces terrains ont des caractères lithologiques et structuraux très homogènes qui peuvent être observés au Roc-Cervelle (Béceleuf), au confluent de l'Autize et du Saumort. De nombreux affleurements sont ménagés par les vallées de l'Autize, entre le Plet et Xaintray, et de la Vendée à l'Ouest de Faymoreau.

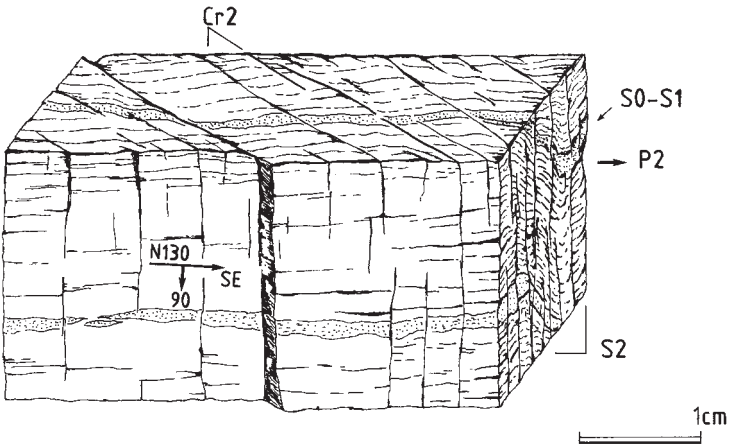


Fig. 4 - Bloc diagramme illustrant la déformation D2 des schistes et grauwackes dans l'unité de Chantonay

kR. Formation de Roc-Cervelle : métagrauwackes tufacées et métapélites (Cambrien possible). La formation de Roc-Cervelle montre une alternance monotone de termes gréseux et pélitico-argileux. Les faciès gréseux sont verdâtres à vert sombre à l'état sain, rose à rouge par altération. Ils se débitent en fines plaquettes millimétriques dont la surface d'aspect brillant est plaquée de muscovite et de chlorite. À l'intérieur des microlithons, de nombreux quartz anguleux sombres à éclat gras (quartz à habitus volcanique) s'individualisent au sein d'une matrice quartzo-phylliteuse fine. Les faciès métapélitiques, gris bleuté à l'état sain ou ocre par altération, sont souvent rubanés ou laminés.

Les faciès grossiers sont des grauwackes arkosiques hétérométriques et plus rarement des arkoses et des conglomérats. L'examen microscopique révèle qu'ils se composent de quartz (70 % des clastes), de feldspaths (15 % ou plus) répartis entre alcalins damouritisés et plagioclases, enfin d'éléments lithiques d'origine sédimentaire (pélites et grauwackes) et magmatique. Ils renferment en outre quelques muscovites et épidotes détritiques. Ces clastes sont hétérométriques et peu usés. La matrice argileuse initiale (30-40 % de la roche) est recristallisée en quartz, séricite, chlorite et épidote. Les grauwackes passent localement à des microconglomérats à dominante lithique ou arkosique (faciès à feldspath rose de Mortay, au Nord-Est d'Ardin) ou à des rudites polygéniques fines, telles que le conglomérat de Bressonnière déjà signalé par Mathieu (1942). Les éléments d'origine volcanique sont omniprésents : quartz à habitus rhyolitique, feldspath, épidote clastique, fragments de dolérites et de laves à texture microlitique, vitreuse ou felsitique.

Les faciès grossiers deviennent plus rares à proximité du complexe de Mervent (la Saucelière), où la formation de Roc-Cervelle est représentée par des alternances centimétriques de grès moyens verts et de métapélites.

Milieu de dépôt

La sédimentation de la formation de Roc-Cervelle est lenticulaire à l'échelle métrique et décamétrique. L'organisation sédimentaire des niveaux arénacés paraît compatible avec un dépôt de type *mass flow*. Le dépôt a dû s'effectuer en domaine subsident dans un contexte de cône sous-marin alimenté par une activité volcanique contemporaine.

Éléments de datation

La formation de Roc-Cervelle est azoïque. Toutefois ses caractéristiques lithologiques et sédimentologiques la rapprochent des terrains présumés cambriens de l'unité de Chantonay, en particulier

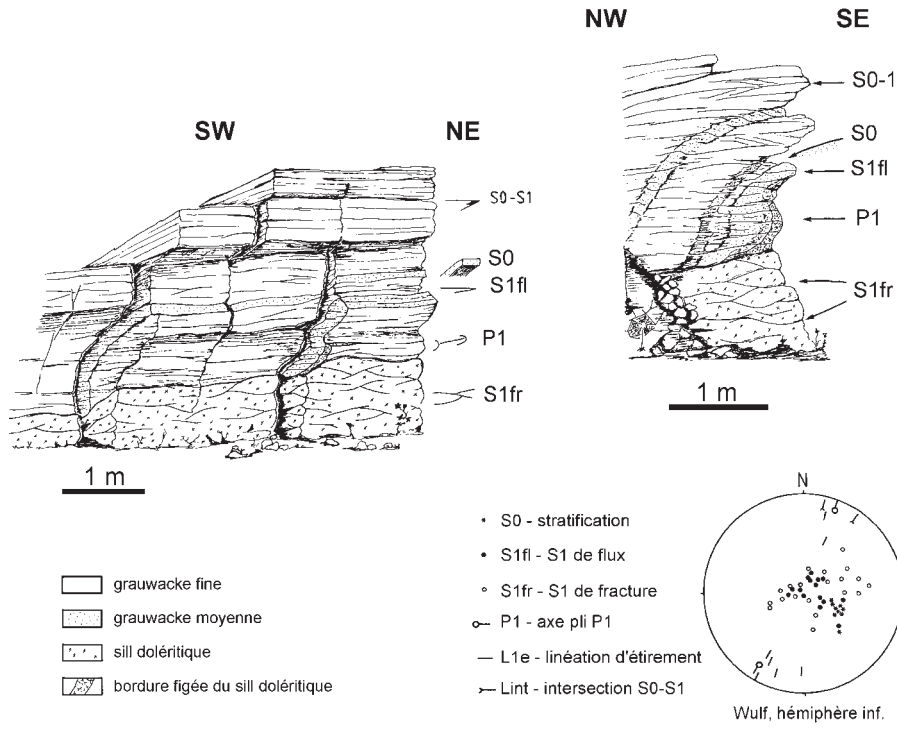


Fig. 5 - Les structures de la déformation D1 dans le pli couché de Roc-Cervelle (Béceleuf)

de la formation du Bourgneuf. On peut donc lui attribuer par corrélation un âge Cambrien (Bouton, 1990). La 6^e édition de la carte géologique de la France (Chantraine *et al.*, 2003) place ses terrains dans le Briovérien - Cambrien.

dβ. Dolérites. Quelques filons de roches basiques massives vert sombre sont inclus dans les formations de Roc-Cervelle. Leur texture est doléritique ou microgrenue porphyrique à porphyroblastes de plagioclase altéré. Elles sont silicifiées et altérées en amphibole fibreuse, chlorite, épidote, calcite et leucoxène. Un filon de ce type affleure au cœur du pli couché du site de Roc-Cervelle (fig. 5). Le contact avec les grès encaissants s'effectue par l'intermédiaire d'une bordure figée concordante avec la stratification.

Déformation et métamorphisme

• *Déformation synmétamorphe D1*

Les schistes de Roc-Cervelle présentent une schistosité composite très pénétrative, acquise dans un contexte métamorphique de faciès schistes verts. En lame mince, on remarque en premier lieu des plans de débits anastomosés qui sont le siège d'une importante dissolution, bien exprimée par le poinçonnement des clastes, suivie parfois d'une recristallisation secondaire de chlorite et muscovite ($\leq 0,4$ mm). Ces plans délimitent des microlithons d'épaisseur millimétrique (0,5 - 3 mm) à l'intérieur desquels la schistosité de flux est pénétrative. La schistosité subhorizontale porte une linéation d'étirement N30°E (fig. 6 et 7). Elle est plan axial de rares plis couchés isoclinaux P1 d'axe N30-00, comme le pli décimétrique du rocher de Roc-Cervelle (fig. 5) ; sinon elle est confondue avec la stratification.

L'ellipsoïde de déformation est caractérisé par un fort aplatissement ($K < 1$) sans composante cisailante identifiée. Il s'agit donc d'une déformation à caractère coaxial (Bouton, 1990).

• *Déformation postmétamorphe D2*

La schistosité S1 et la linéation d'étirement Le1 sont plissées par des kink-bands, des ondulations et des plis en chevrons P2 d'orientation moyenne N130°-10°NW, développant localement une schistosité de fracture ou de crénelation S2 N130°-80°NE (fig. 6). Cette déformation s'intensifie progressivement vers le Sud-Ouest si bien qu'à l'approche de la structure métamorphique de Mervent les plis P2 deviennent isoclinaux et des recristallisations de quartz et séricite, puis de biotite apparaissent dans S2 (fig. 8).

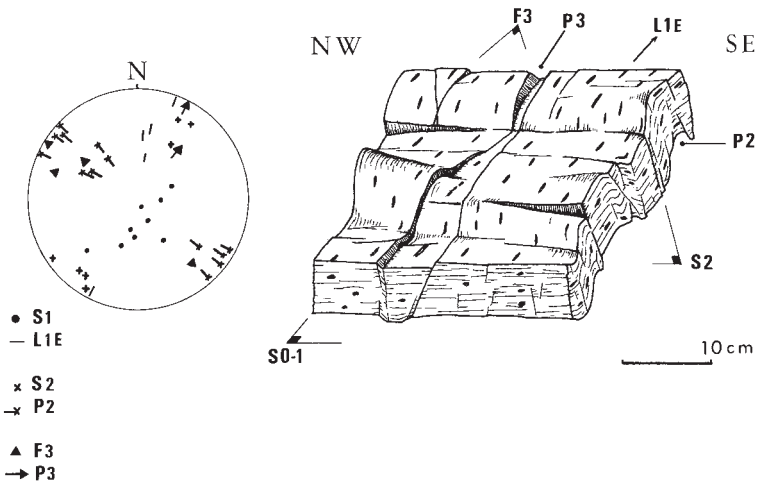
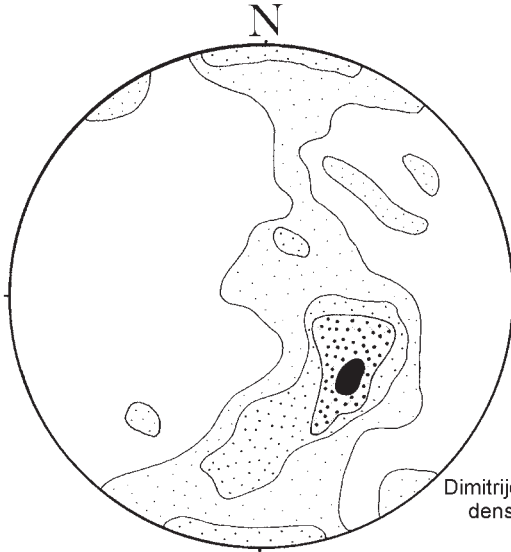
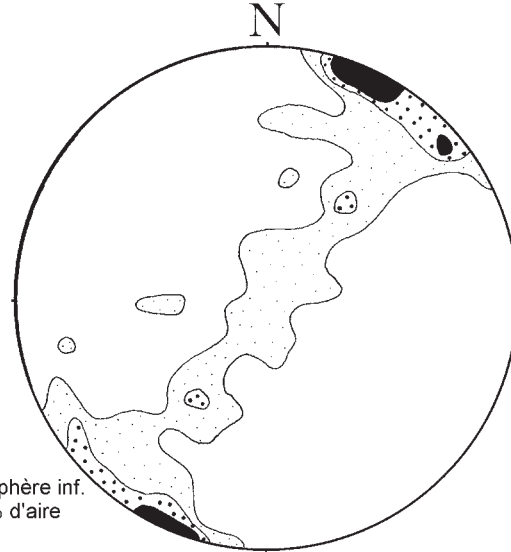


Fig. 6 - Bloc diagramme et caractéristiques géométriques de la déformation de l'unité de Roc-Cerveille (la Tardière, Saint-Laurs).
Diagramme de Wulff, hémisphère inférieur



Schistosité de flux S1.
Enveloppes à 1, 2, 5 et 7,5%
200 mesures

Dimitrijevic, hémisphère inf.
densité pour 1% d'aire



Linéation d'étirement L1e.
Enveloppes à 2, 5 et 7,5%.
97 mesures

Fig. 7 - Orientation des structures de la déformation D1 dans l'unité de Roc-Cervelle

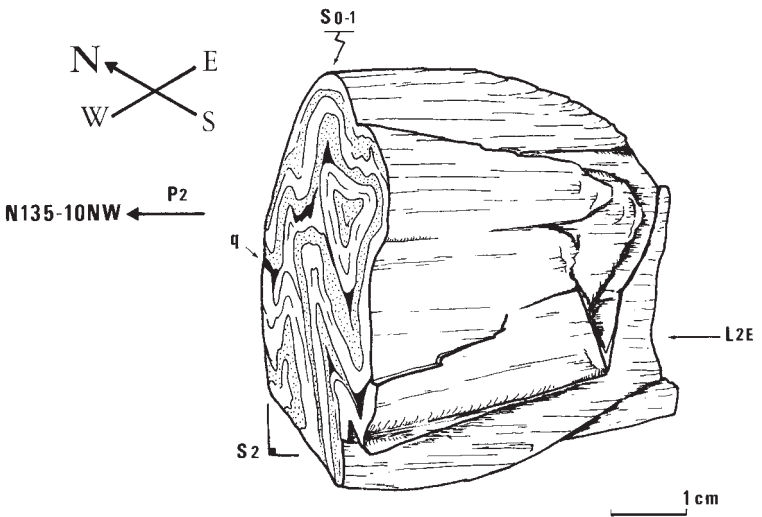


Fig. 8 - Plis en fourreau dans l'unité de Roc-Cerveille à la Saucelière (déformation D2).

Orthogneiss de Chantonnay–Mervent

Les orthogneiss de Chantonnay–Mervent appartiennent au compartiment septentrional du complexe les Essarts–Mervent. Ils sont représentés sur la feuille par les massifs de Mervent et de Chavagné. Le métagranite de Mervent est limité au Nord-Est par le décrochement dextre N125°E de la Saucelière, prolongement de l'accident de Chantonnay. Souligné par des cataclasites, il se poursuit vers le Sud-Est mettant en contact l'orthogneiss de Chavagné avec l'unité de Roc-Cervelle (l'Essert, au Sud-Est de Saint-Hilaire-des-Loges). Au Sud-Ouest, le contact entre l'orthogneiss de Mervent et l'ensemble de Saint-Martin-des-Noyers (gneiss et amphibolites), également cataclaté (les Rouillères), constitue la ligne tectonique majeure Sainte-Pazanne–Mervent.

ζγM. Orthogneiss (métagranite) mésocrate de Mervent (Ordovicien). L'orthogneiss qui affleure au Nord-Est du complexe cristallophyllien, entre Pagnolle et la Saucelière, représente l'extrémité sud-orientale du massif de Mervent développé sur la carte Fontenay-le-Comte, et qui apparaît ici sous la forme d'un métagranite rose très fracturé.

Dans la carrière de la Braud (feuille Fontenay-le-Comte), il correspond à un orthogneiss gris sombre, à grain grossier ou moyen, et à phénocristaux de feldspath potassique (3 à 5 cm) moulés par la foliation et étirés. La biotite abondante confère à la roche une teinte assez sombre. La muscovite est subordonnée.

En lame mince, la texture est granolépidoblastique porphyrique. Le quartz forme des bandelettes polycristallines à joints dentelliformes ou à structure granoblastique. Le microcline, qui est le feldspath dominant et constitue les phénocristaux, est généralement perthitique. Les biotites apparaissent sous deux aspects. Certaines, qui peuvent atteindre 3 mm, sont xénomorphes, effritées, muscovitisées et chloritisées ; elles renferment parfois du rutile épitaxique. Ces biotites pourraient être d'anciens blastes magmatiques. Elles contrastent avec les biotites métamorphiques, subautomorphes ou pisciformes, de plus petite taille et faiblement chloritisées, qui sont disposées dans la foliation. Le grenat, parfois abondant, forme des agrégats polycristallins ou de petits blastes automorphes inclus dans les biotites.

Données géochronologiques

L'orthogneiss de la carrière de la Braud a été daté à 446 ± 22 Ma par Vidal (1980 ; méthode Rb-Sr sur roche totale, âge recalculé avec une valeur $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,42.10^{-11}$). Une datation récente par U-Pb a été

effectuée au lieu-dit Baignard dans le cadre du lever de la feuille Fontenay-le-Comte (Diot *et al.*, inédit). Elle donne un âge un peu plus ancien, 486 ± 15/-11 Ma, mais qui confirme la mise en place du granite à l'Ordovicien.

ζγC. Orthogneiss (métagranite) leucocrate de Chavagné (Ordovicien supposé). Ce massif en grande partie masqué sous le Jurassique apparaît à la faveur de la vallée de l'Autize entre Saint-Hilaire-des-Loges (l'Essert, ruisseau de Chantegros) et Saint-Pompain. L'affleurement le plus accessible est celui de la carrière de Moulin Neuf près de Chavagné (commune de Saint-Hilaire-des-Loges) où le Lias discordant est également visible. Le faciès dominant est celui d'un métagranite rose clair à rose saumon, de grain moyen, à tendance porphyrique peu accusée (MFK roses de 0,5 à 3 cm). La muscovite est toujours prédominante sur la biotite. L'intensité de l'orthogneissification varie et il est possible d'observer, parfois sur le même affleurement, le passage du faciès protomylonitique au faciès mylonitique. La roche est souvent cataclasée.

L'examen micrographique révèle de gros microclines perthitiques (2-5 mm) et des plagioclases dans un fond grenu granoblastique constitué de quartz, de microcline xénomorphe et de plagioclase. De petits quartz en tablettes recristallisent dans les plans de cisaillement. La muscovite syntectonique, à tendance pisciforme, faiblement pléochroïque, représente 80 % des micas. La biotite forme tantôt de grandes plages poeciloblastiques chloritisées (biotites magmatiques ?), tantôt de petits cristaux syncinématiques pisciformes. Le grenat paraît absent.

Cet orthogneiss leucocrate paraît dériver d'un granite à deux micas originellement pauvre en biotite. Il appartient vraisemblablement à l'unité orthogneissique Chantonay-Mervent. D'une part, il présente un faciès proche, quoique plus pauvre en biotite, d'autre part, il occupe la même position structurale vis-à-vis de l'unité de Roc-Cervelle. À proximité du contact, souligné par une cataclase, les schistes de Roc-Cervelle contiennent de la biotite. Cette observation qui a été faite par ailleurs (Wyns, 1980 ; Meidon, 1991), accrédirait selon Godard (2001) l'hypothèse d'une relation initialement intrusive entre ces orthogneiss et la formation de Roc-Cervelle. Bouton (1990) l'attribue plutôt à un gradient de métamorphisme lié au fonctionnement en cisaillement ductile dextre du complexe les Essarts-Mervent (voir plus loin).

Déformation et métamorphisme

L'orthogneissification des granites de Mervent et de Chavagné s'est faite dans des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites

(paragenèse à biotite \pm grenat). La foliation mylonitique est d'orientation régulière dans le massif de Mervent (N100°E-80°SW), plus variable dans le massif de Chavagné (direction N135° à 150°E, pendage variable). Elle moule les porphyroclastes de microcline qui sont étirés selon une linéation d'étirement subhorizontale (fig. 9). Celle-ci est d'orientation moyenne N105°E-25°SE dans le massif de Mervent, plutôt NW-SE dans le massif de Chavagné. La foliation est associée à des plans de cisaillement dextres selon un dispositif « S-C » caractéristique d'une orthogneissification en régime cisailant dextre (la linéation d'étirement étant assimilée à la direction de mouvement).

Les variations d'intensité de la déformation permettent l'observation de séquences de déformation avec passage des protomylonites aux mylonites. Le faciès commun, de type protomylonitique, se marque par la prédominance nette de la linéation d'étirement sur la foliation (tectonite de type $L > S$). Cette dernière est en revanche mieux exprimée dans les mylonites (tectonite de type $L = S$ ou $L < S$), où elle est soulignée soit par des biotites (orthogneiss mésocrate) soit par des rubans quartzeux d'épaisseur plurimillimétriques parallèles à la foliation (orthogneiss leucocrate).

Unité de Puyhardy

Dans le prolongement du bassin houiller de Faymoreau, l'unité de Puyhardy (Bouton, 1990) apparaît pincée entre les unités de Chantonnay et de Roc-Cervelle. Limitée au Nord-Est et au Sud-Ouest par des accidents verticaux N110°E, elle chevauche à ses extrémités occidentale et orientale les terrains de l'unité de Chantonnay et de Roc-Cervelle. Les décrochements N155°E de Puyhardy et de la Véquière la subdivisent en trois compartiments. Dans le compartiment médian, la formation, dont la puissance est au moins supérieure à 500 m, est affectée de plis plurihectométriques serrés à plan axial raide ou faiblement déjeté au Sud-Ouest.

La formation de Puyhardy est également représentée autour de Germond-Rouvre (les Moussandières et la vallée de l'Egray), ainsi que par une écaille étroite pincée le long de la bordure septentrionale du bassin de Faymoreau, entre les Broises et les Dorderies.

ksP. Formation de Puyhardy : siltstones verts à brachiopodes, quartzarénites claires et grès rouges (Cambrien supérieur) (500 m ?). Le faciès commun est un siltstone gréseux micacé, à débit schisteux frustré, vert ou gris mais prenant par oxydation des teintes bariolées vertes à rouges. Il contient assez fréquemment des lits lenticulaires centimétriques de grès fins dont le boudinage donne un

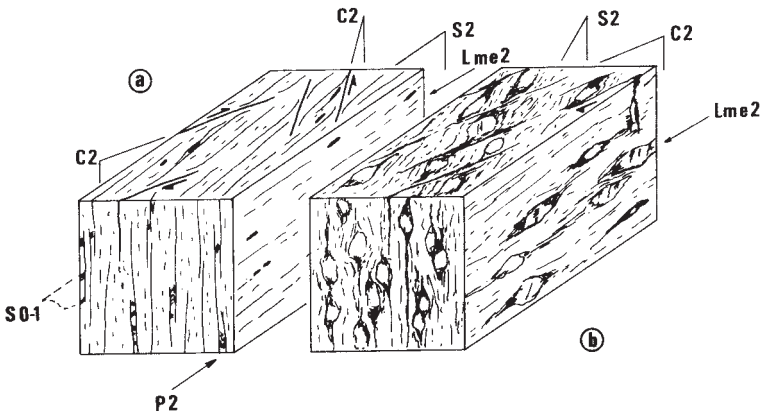


Fig. 9 - Bloc diagramme de la déformation dans l'unité de Mervent
(a : paragneiss des Rouillières ; b : orthogneiss de Mervent)

aspect noduleux caractéristique. La fraction silto-gréseuse se compose de quartz (60-70 %), de feldspath (15 %) et de mica détritique (10-20 %). On y rencontre quelquefois des débris chloritisés de tests de brachiopodes et de petits nodules phosphatés. La matrice argileuse, plus ou moins abondante, est recristallisée en séricite et chlorite.

Ces faciès passent graduellement à des grès fins homogènes, verts ou gris, à clastes généralement bien classés et à matrice argileuse peu abondante (20 %), ainsi qu'à des grès lie-de-vin plus riches en matrice argileuse et feldspath.

• **Quartzarénites claires**

Ces niveaux plurimétriques à décimétriques de quartzarénites et d'arénites subarkosiques vertes ou grises s'intercalent dans la sédimentation silto-gréseuse. Résistants à l'érosion, ils forment des barres compétentes bien exposées dans les vallées du Saumort, du ruisseau de Fenioux et de l'Autize. En surface, ils apparaissent souvent silicifiés et décolorés. Les clastes sont toujours bien classés (0,2 à 0,5 mm). Le contour des quartz détritiques est parfois souligné par un liseré d'opacités ; les feldspaths alcalins sont généralement kaolinisés.

• **Grès rouges de Champdeniers**

On désigne ainsi les corps gréseux de puissance pluridécimétrique qui affleurent principalement au Châtelier (Sud de Fenioux), au Nord-Est de Saint-Laurs (carrière du Breuil), et au Sud-Ouest de Champdeniers (carrière de la Pleïge). Ces arénites possèdent une matrice séricito-quartzéuse riche en oxydes et hydroxydes ferriques qui leur confère une teinte caractéristique rose, rouge ou lie-de-vin. La composition, de type arénite lithique subarkosique, varie entre un pôle quartzarénitique et un pôle plus argileux. Les clastes, de granulométrie moyenne à grossière (0,4 - 1 mm), sont arrondis et bien classés. Quelques graviers de quartz blanc et de siltstones s'y rencontrent épisodiquement. La stratification se présente en bancs réguliers de 0,2 à 1 m d'épaisseur à joint argileux.

À leur base, le passage des faciès silto-gréseux aux grès rouges est tantôt brutal, tantôt progressif avec récurrence de faciès silteux. Dans les carrières du Breuil et de la Pleïge, l'assise gréseuse débute toutefois par un conglomérat. La succession est alors la suivante (bas en haut) :
– 5 à 10 m : conglomérat massif, à clastes hétérométriques (0,2 à 10 cm) contenus dans une matrice argilo-gréseuse rouge abondante (20 à 40 %). Dans la carrière du Breuil, les galets se composent de quartz blancs et d'éléments intraformationnels (quartzarénite, grès argileux, siltstone micacé). Le conglomérat de la Pleïge remanie en outre des éléments inconnus ailleurs dans la formation : grauwackes tufacées,

laves aphyriques, rhyolites, phtanites ;

- 5-10 m : grès arkosique grossier à graviers, en bancs décimétriques à interlits argileux lie-de-vin ;
- 20-40 m : quartzarénite moyenne à grossière en bancs décimétriques à métriques. Le vannage et la maturité du sédiment augmentent vers le sommet du corps gréseux, tandis que la granulométrie s'affine (grès moyen). Ce faciès se rapproche alors des quartzarénites claires décrites précédemment.

Relations entre les différents faciès, milieu de dépôt

Les siltstones de Puyhardy et les quartzites rouges de Champdeniers étaient considérés auparavant comme deux formations distinctes et successives (Mathieu, 1937, 1958). Il apparaît maintenant que les quartzites rouges sont interstratifiés dans les siltstones à brachiopodes (Bouton, 1990) :

- au Nord de Saint-Laurs (le Breuil, la Rue) et dans la vallée de l'Egray (la Pimpelière), les grès rouges se situent au-dessus des siltstones à brachiopodes ;
- au Châtelier et dans la vallée du ruisseau de Fenioux, ce sont au contraire les siltstones fossilifères qui leur succèdent (en bordure de la D25, les niveaux fossilifères affleurent ainsi à moins de 100 m au Sud des grès rouges du Châtelier inclinés de 60° vers le Sud-Ouest) ;
- enfin, il existe un passage graduel entre siltstones gréseux, quartzarénites claires et grès rouges. Les barres de grès blancs représenteraient ainsi l'équivalent latéral des grès rouges de Champdeniers.

Les caractères sédimentologiques de Puyhardy témoignent d'une sédimentation de plate-forme siliclastique à chenaux sableux.

Éléments de datation

Les faciès silto-gréseux de la formation de Puyhardy ont livré d'assez nombreuses empreintes de brachiopodes. Les premières, récoltées à l'Est de Puyhardy (Moulin Gachet), furent attribuées par erreur à des formes siluriennes par Mathieu (1958). Depuis, le lever de la carte a permis la découverte d'une vingtaine de gisements répartis sur toute l'étendue d'affleurement de la formation. Des récoltes successives provenant de plusieurs gisements ont été étudiées par V. Havlicek (Ters et Pillet, 1987 ; Bouton, 1990). Toutes appartiennent à la forme *Billingsella*, genre index du Cambrien supérieur. La mauvaise conservation des échantillons n'autorise pas de précision spécifique. Cette détermination met fin aux péripéties stratigraphiques de ces terrains qui furent attribués successivement au Permo-Trias pour

les grès rouges (Welsch, 1903a), au Cambrien pour le faciès Puyhardy et au Grès armoricain pour le quartzite rouge (Mathieu, 1937 ; Wyna, 1980), et encore pour ces deux assises respectivement au Silurien et au Dinantien (Mathieu, 1958).

Contexte paléogéographique

La comparaison entre le Cambrien supérieur de Puyhardy et les terrains supposés contemporains de l'unité de Chantonay (formation du Bourgneuf et de Sigournais) met en évidence de nombreuses dissemblances concernant la maturité et la composition du matériel sédimentaire ainsi que le milieu de dépôt. De plus, l'absence de manifestation volcanique conforte l'originalité de la formation de Puyhardy. Ces différences corroboreraient l'allochtonie de l'unité de Puyhardy (Bouton, 1990). L'autre particularité de l'unité de Puyhardy est sa faune, puisque c'est le seul gisement en France du genre *Billingsella*. Connu en Espagne (Demanda), au Maroc (Anti-Atlas) et au Kazakhstan, c'est un brachiopode caractéristique de la marge nord-gondwanienne (Feist, communication orale).

Déformation et métamorphisme

Déformation D1. L'unité de Puyhardy est affectée par une schistosité de flux peu pénétrative, exprimée préférentiellement dans les faciès silteux ou silto-gréseux. Elle s'accompagne du développement de petites phyllites (séricite et chlorite) indiquant un contexte épimétamorphique léger (épizone supérieure).

L'épisode D2 se traduit par une schistosité de type fracture ou crénulation d'orientation moyenne N125°-80°NE. Elle est plan axial de plis décamétriques à plurihectométriques d'axe moyen N125°-30°NW, généralement dissymétriques et déjetés vers le Sud-Ouest. Ces plis sont facilement observables dans les carrières du Breuil et de la Pleige où ils affectent les grès rouges, ainsi que dans les vallées du ruisseau de Fenioux et du ruisseau de Miochette qui révèlent plusieurs charnières impliquant les barres gréseuses.

Le chevauchement de l'unité de Puyhardy

Limitée sur ses grands côtés par des failles verticales NNW-SSE, l'unité de Puyhardy chevauche à ses extrémités les unités de Chantonay et de Roc-Cervelle (Bouton, 1990).

Dans la vallée de l'Égray, les quartzites rouges surmontent les assises volcano-sédimentaires de la formation du Bourgneuf. L'enveloppe cartographique du contact est subhorizontale alors que les

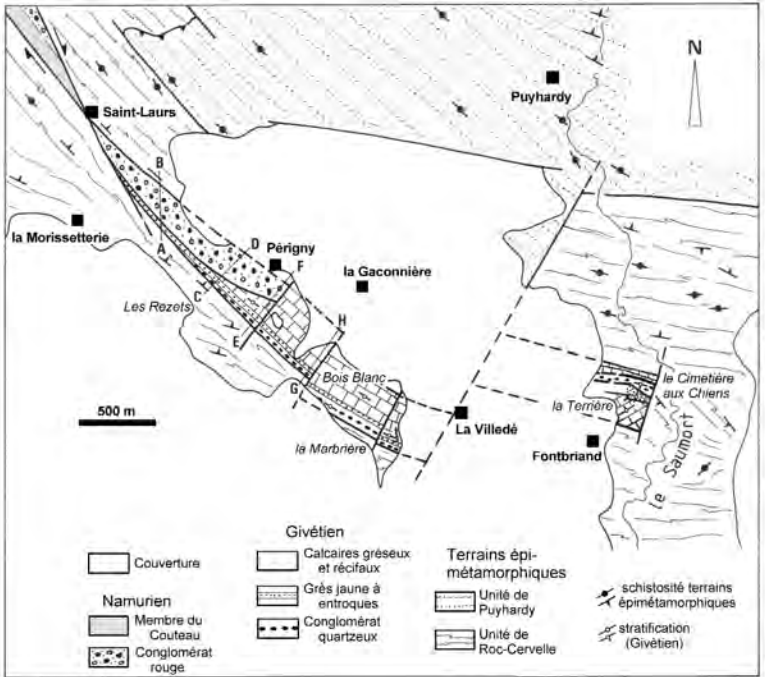


Fig. 10 - Affleurement du Givétien de la Villedé d'Ardin

couches sous-jacentes sont très redressées (pendage moyen de 60°NE). Les filons microgranitiques et doléritiques de la vallée de l'Égray ne recoupent pas non plus le contact.

Une disposition identique a été reconnue à l'Est de la Bourtière et au Nord de Saint-Laurs. Dans la vallée du ruisseau des Bronnisses, ce sont des siltstones à brachiopodes ou des grès rouges qui surmontent le plan de chevauchement, tandis qu'au Nord de Saint-Laurs, les siltstones verts reposent sur l'unité de Roc-Cervelle.

Bien que ces contacts horizontaux n'aient pas fait l'objet d'observations directes, plusieurs éléments incitent à conclure à un chevauchement :

- l'unité sus-jacente serait à peu près de même âge que les unités sous-jacentes (Cambrien possible) ;
- les formations sous-jacentes appartiennent à deux unités structurales distinctes ;
- le contact prend en biseau l'unité de Puyhardy (le plan de chevauchement est surmonté tantôt par des grès rouges, tantôt par des siltstones à brachiopodes) ;
- dans la carrière de Rochard, les siltstones de Puyhardy surmontent la série volcano-sédimentaire du Fougeroux par l'intermédiaire d'une faille inverse N126°E-45°SW jalonnée d'une dizaine de mètres de brèches verdâtres (gouges), qui prouve l'existence d'une tectonique en compression.

Chronologiquement, le chevauchement intervient avant la phase D2 qui affecte la nappe et son substratum (Bouton, 1990). Il est toutefois difficile de savoir si l'ensemble de l'unité de Puyhardy est allochtone (mise en place de type nappe gravitaire) ou si les chevauchements ne sont que des manifestations ponctuelles et superficielles d'une phase compressive liée au fonctionnement de la discontinuité qui accueillera la sédimentation houillère.

Givétien de la Villedé d'Ardin

Le Givétien de la Villedé d'Ardin forme une écaille accolée à l'extrémité sud-est du bassin houiller de Vouvant. Il affleure de part et d'autre du village de la Villedé d'Ardin, à l'Ouest entre la Marbrière et la Morissetterie, à l'Est à Fontbriand dans la vallée du Saumort (fig. 10). Vers l'Ouest, il pourrait se prolonger en profondeur le long de la bordure sud du bassin carbonifère (à la Rampière, des calcaires magnésiens à sections de brachiopodes auraient été rencontrés lors des travaux miniers du puits Saint-Laurent ; Mathieu, 1937).

d5. Conglomérats, grès et calcaires de la Villedé d'Ardin (400 m).

Dans le secteur de la Marbrière, le Givétien subvertical et puissant d'environ 400 m présente la succession suivante (Camuzard, 1972 ; Bouton, 1990) (fig. 11 et 12) :

1 - conglomérats quartzeux silicifiés (70 m), à matrice quartzarénitique et à galets quartzeux hétérométriques. Au Cimetière aux Chiens, ce niveau contient quelques intercalations de grès fins laminés à débris végétaux non identifiables. De la Marbrière aux Rezets, le conglomérat forme un niveau continu situé au mur des grès jaunes à entroques, datés paléontologiquement du Givétien. Il représente donc le terme le plus ancien de la série de la Villedé (Fournier, 1888 ; Bouton, 1990) et non le Carbonifère comme l'affirmait Mathieu (1937) par assimilation lithologique avec les poudingues stéphaniens de la Verrerie ;

2 - grès jaunes à entroques (30 m) : quartzarénites décalcifiées à entroques et parfois brachiopodes. Au Cimetière aux Chiens, la formation contient des intercalations de conglomérats à graviers quartzeux et de grès fins micacés à trilobites, brachiopodes, entroques et polypiers. Dans le bois de la Morissetterie (Saint-Laurs), le Givétien, pincé tectoniquement entre les schistes de Roc-Cervelle et les conglomérats namuriens, n'est plus représenté que par quelques dizaines de mètres de ces grès jaunes cataclasés ;

3 - calcaires argilo-gréseux sombres en bancs décimétriques (50 m). Dans la partie méridionale de la carrière de la Marbrière, cette assise livre une faune variée de trilobites, brachiopodes et polypiers, ainsi que de nombreux débris végétaux ;

4 - calcaires gréseux sombres massifs (50 m), généralement dolomités et localement riches en polypiers. Ce niveau est très massif et diaclasé, sans stratification observable (carrière de la Marbrière) ;

5 - calcaire beige construit (200 m), faciès très recristallisé, riche en organismes constructeurs (stromatopores et polypiers) et grands brachiopodes (stringocéphales). Il forme des bancs massifs qui affleurent au Sud de Périgny et de la Gaconnière, ainsi que dans l'ancienne carrière de Fontbriand.

Éléments de datation, données paléontologiques

L'âge givétien des calcaires de la Villedé a été établi par Mathieu (1937) grâce à la découverte de *Stringocephalus burtini*. Le Maître (1937) attribuait également leur faune corallienne au Dévonien moyen. Camuzard *et al.* (1968 et 1969) ont confirmé cette attribution par la collecte de trilobites datant le Givétien (*Dechenella rittbergensis*,

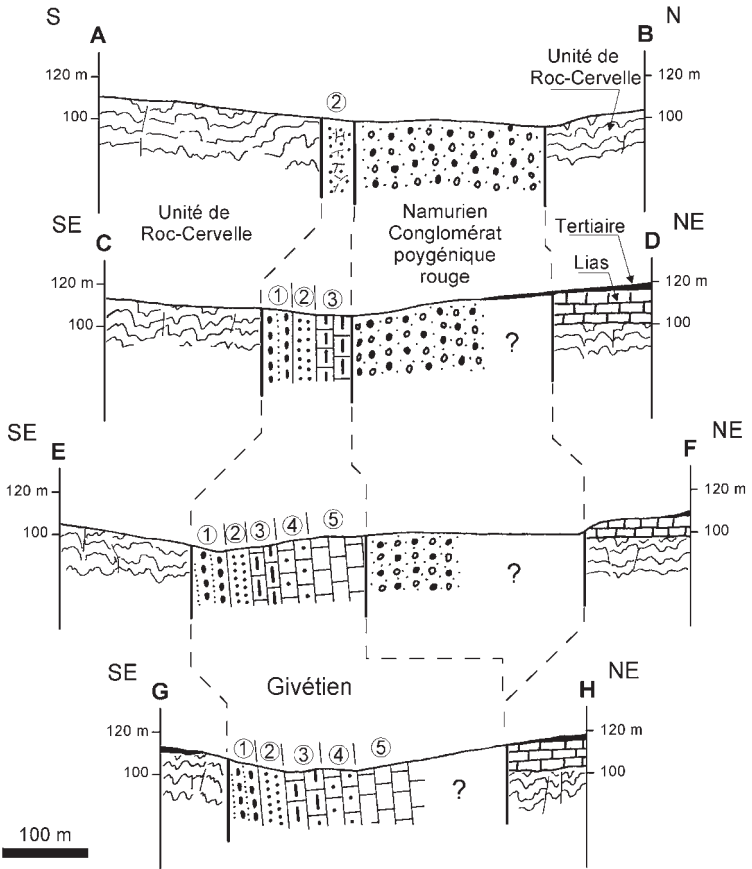


Fig. 11 - Coupes sériees dans le Givétien au Nord-Ouest de la Villedé d'Ardin (implantation des coupes fig. 10).

Pour le Givétien, les numéros renvoient à la description du texte et de la fig. 12

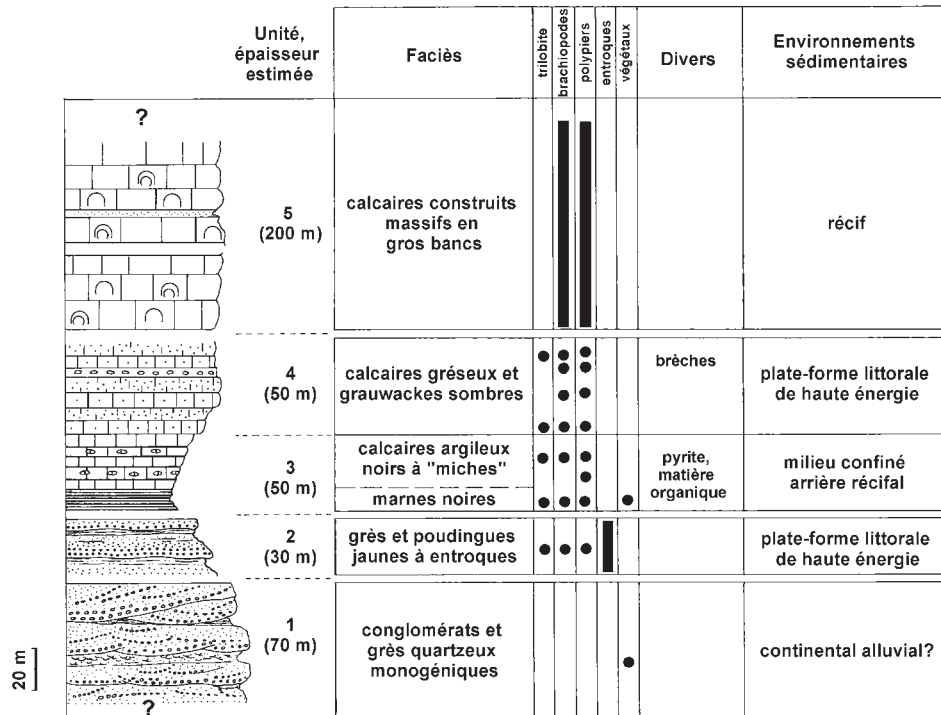


Fig. 12 - Stratigraphie du Givétien de la Villedé d'Ardin (Bouton, 1990)

Dechenella sp., *Schizoproetus* ? sp.). Ces auteurs ont également récolté des tentaculites (*Dicriococonus* cf. *orientalis*), des brachiopodes (*Stringocephalus*, *Atrypa* sp.) et des végétaux (*Protolpidodendron scharianum*). Plus récemment, la découverte d'une empreinte de *Dechenella* sp. cf. *setosa* (détermination P. Morzadec) dans les grès jaunes à entroques a montré que ce niveau appartient également au Givétien (Bouton, 1983). En revanche, les conglomérats quartzeux du niveau 1 ne sont pas datés paléontologiquement.

Milieu de dépôt, implications paléogéographiques

Le Givétien de la Villedé d'Ardin caractérise un environnement de plate-forme peu profonde. Il « débute » par des dépôts siliclastiques à cachet alluvial (conglomérat quartzeux à plantes). L'assise suivante reste détritique, mais en domaine marin littoral (grès à entroques et brachiopodes). Ensuite, les marnes et calcaires gréseux sombres à végétaux indiquent un environnement marin confiné, peut-être arrière récifal. La série se « termine » par l'installation d'un récif (calcaires construits à stromatopores et polypiers). Le trilobite *Dechenella*, commun dans plusieurs niveaux de la série, est une forme rhénohercynienne qui caractérise la marge récifale qui longe le continent des Vieux Grès Rouges où elle est souvent associée aux stringocéphales.

Contexte structural

Le Givétien est limité par des accidents NW-SE qui le mettent en contact avec les schistes épimétamorphiques de Roc-Cervelle et le bassin houiller de Vouvant. Ces accidents sont recoupés par des failles transversales. L'une d'entre elles décroche en senestre le Givétien sous le plateau jurassique de la Villedé, tandis qu'une autre interrompt son extension vers l'Est.

Le Givétien qui n'a connu qu'une diagenèse modérée, ne montre à l'affleurement ni schistosité, ni plissement. À l'Ouest de la Villedé, la stratification subverticale est orientée NW-SE. Dans la vallée du Saumort, les compartiments dévoniens sont basculés de manière rigide autour d'un axe N115°E-30°NW, équivalent à l'axe de plissement affectant les terrains houillers (Bouton, 1990).

Les relations entre le Givétien de la Villedé d'Ardin et les terrains voisins ont été discutées. Mathieu (1937) n'envisageait pas de discordance entre le Givétien et le Paléozoïque inférieur. Ters (1976) argua de l'absence de déformation synmétamorphe dans le Givétien pour attribuer à la tectonique synschisteuse régionale un âge anté-givétien (« éodévonien »). En fait, aucun argument stratigraphique ou

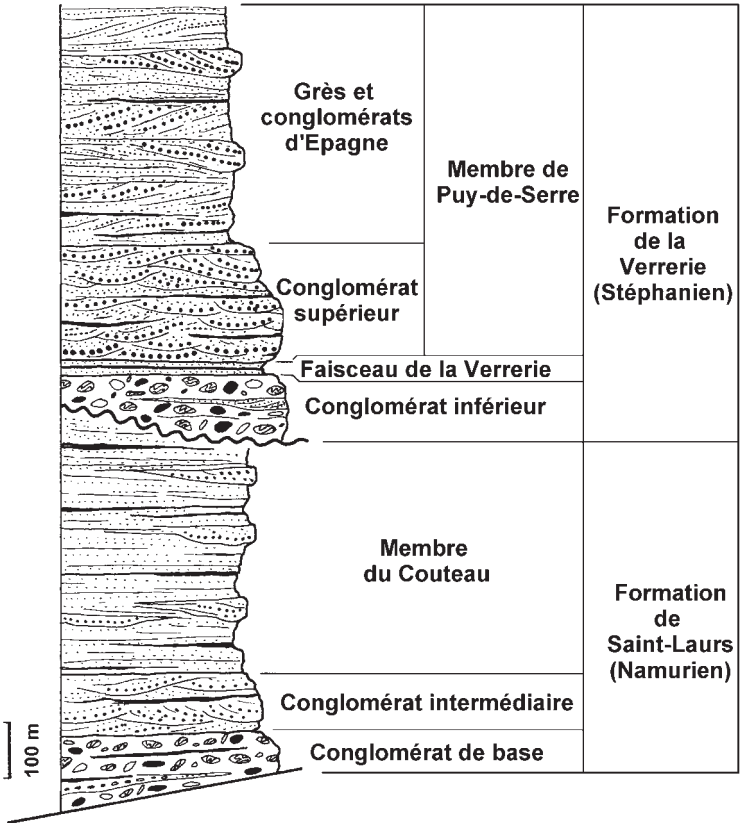


Fig. 13 - Stratigraphie du Houiller du bassin de Vouvant (Bouton, 1990)

structural ne permet d'affirmer que le Givétien repose en discordance stratigraphique sur les terrains épimétamorphiques adjacents. Au contraire, la comparaison avec le Dévonien moyen à supérieur de l'unité de Chantonay, de lithologie très différente et affecté par une déformation synmétamorphe, suggère que l'unité givétienne de la Villedé est allochtone (Bouton, 1990). L'origine de cette « klippe » reste toutefois énigmatique.

Bassin houiller de Vouvant

Entre la Villedé d'Ardin et Épagne, les terrains houillers affleurent au sein d'un étroit graben délimité par des failles subverticales de direction N110°E et recoupé par les décrochements dextres de Puy-de-Serre (N125°E) et de Saint-Laurs (N150°E). Ceux-ci subdivisent le bassin en trois compartiments :

- le petit compartiment de la Villedé, au Sud-Est, qui comprend uniquement du Namurien en contact faillé avec le Givétien. On ne connaît aucun témoin houiller au-delà de Périgny ;
- le compartiment de la Verrerie, dans lequel sont représentés des terrains namuriens et stéphaniens affectés de deux plis cartographiques : le synclinal faillé de la Verrerie et l'anticlinal de l'Embranchement ;
- le compartiment d'Épagne au Nord-Ouest, où affleure principalement le Stéphien en position monoclinale.

h3. Formation de Saint-Laurs : conglomérats, arkoses, siltites, argilites, passées charbonneuses (Namurien) (700 m). La formation de Saint-Laurs occupe principalement la partie orientale du bassin houiller de Vouvant, mais elle est également représentée le long de sa bordure sud-ouest jusqu'à Puy-de-Serre. Nous avons conservé sur la carte, sans avoir pu le vérifier, le lambeau namurien que Mathieu (1937) indique dans la forêt de Vouvant au Sud d'Épagne (feuille 1/80 000 Fontenay-le-Comte, 2^e et 3^e édit.).

Le Namurien, dont la puissance est au moins égale à 700 m, présente la succession suivante (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990) (fig. 13) :

- **le conglomérat inférieur (> 100 m ?)** affleure principalement à l'Est du décrochement de Saint-Laurs (étang de la Colinière) et à la fontaine de Saint-Laurs. Des travaux miniers l'ont reconnu au cœur de l'anticlinal de l'Embranchement (Mathieu, 1937). Il s'agit de conglomérats à matrice argilo-gréseuse rouge et à galets ou blocs hétérométriques de schistes, grauwackes et quartzarénites. L'immaturation de forme et de composition des éléments remaniés, l'absence de

tri et de fabrique indiquent un dépôt de type coulée de débris. De gros galets roulés à gangue rougeâtre et à façonnement torrentiel sont également récoltés en pierres volantes à l'Ouest de Périgny et au Nord de Sainte-Clotilde ; leur taille atteint parfois 25 cm. Ils proviennent des terrains épimétamorphiques bordant actuellement le bassin : unités de Roc-Cervelle et de Puyhardy. Ils étaient déjà déformés et métamorphisés avant que leur remaniement n'intervienne.

– **Conglomérat intermédiaire (100-200 m)** : alternance de conglomérats polygéniques à matrice gréseuse, grès arkosiques à galets, arkoses grisâtres, silts et rares niveaux charbonneux. La sédimentation, de type fluvatile, dépose un matériel clastique plus mature que précédemment. La composition des galets est aussi plus variée, puisqu'on y rencontre également des phanites.

– **Membre du Couteau (500 m)**. Représentant l'essentiel du Namurien de Saint-Laurs et sans doute d'Épagne (Mathieu, 1937), il se compose de grès arkosiques plus ou moins grossiers, de silts et d'argilites laminées. C'est dans cette formation que s'intercalent les passées charbonneuses qu'exploitaient les mines de Saint-Laurs et une partie de celles de Faymoreau. La carrière du Couteau montre l'association de laminites de plaine d'inondation, de chenaux gréseux à lits de galets et de paléosols (silts argileux pédoturbés à racines). Ces dépôts caractérisent une sédimentation de plaine alluviale marécageuse (Bouton, 1990).

Éléments de datation

L'attribution au Namurien de la formation de Saint-Laurs est fondée sur le travail paléobotanique de Mathieu (1937). La macroflore étudiée par Mathieu comprend des échantillons prélevés en place (mine du Puits Bernard) et sur les déblais des anciens puits, mais aussi des empreintes conservées dans les collections (musées de Niort et de la Roche-sur-Yon, collections des facultés de Nantes et Poitiers). La flore est caractéristique du Namurien : *Sphenopteris dubuissoni*, *Sph. bermudensisiformis*, *Sph. adiantoides*, *Diplotmema dissectum*, *Rhodea hochstetteri*, *Rh. tenuis*, *Pecopteris aspera*, *Adiantes oblongifolia*, *Archaeopteridium tschermaki*, *Lepidodendron rimosum*, *Ulodendron lycopodioides*. De plus, une forme de conchostracé dulcicole, *Leaia tricarinata* var. *minina*, a été récoltée par cet auteur sur le terril de Sainte-Clotilde. Signalons que Grand'Eury (1877) considérait déjà les assises de Saint-Laurs comme plus anciennes que celle de la Verrerie de Faymoreau et que Welsch (1916) leur attribuait un âge Westphalien.

h4. Formation de la Verrerie : conglomérats, arkoses, siltites, argilites, passées charbonneuses (Stéphanien) (1300 m). Le Stéphanien représente la majeure partie des terrains du bassin de

Vouvant. À la Verrerie, la base de la formation, discordante sur le Namurien, décrit une terminaison périsynclinale. La structure devient progressivement monoclinale vers l'Ouest. À Épagne, le pendage moyen des couches est de 50° vers le Nord-Est. Compte tenu de la largeur du bassin, l'épaisseur du Stéphanien peut alors être estimée avec réserve à 1300 m.

La formation de la Verrerie comprend de bas en haut (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990) (fig. 13) :

– **Conglomérat inférieur de la Verrerie (0-100 m)**. Il s'agit d'un niveau lenticulaire (il n'est pas représenté au pourtour de l'anticlinal de l'Embranchement) dont l'épaisseur atteint 100 m au Sud du synclinal de la Verrerie. La tranchée de l'ancienne voie ferrée de la Cité (Faymoreau) offre une très belle coupe de cette assise. Les bancs conglomératiques, massifs et épais (1-10 m), remanient dans une matrice argilo-gréseuse rouge des éléments de toutes formes et dimensions (de 2 à 80 cm). Leur origine est variée : quartzites de Champdeniers, grauwackes et schistes de Marillet et de Roc-Cervelle, blocs gréseux d'origine intraformationnelle, quartz rubéfiés à traces de corrosion supergène... L'absence de litage, l'hétérométrie et la présence de granoclassement inverse à la base des bancs indiquent une mise en place par coulées de débris. Ces conglomérats alternent avec des niveaux décimétriques à métriques non lités de grès à galets et de grès argileux correspondant à des coulées boueuses. Vers le sommet de la coupe, un chenal plurimétrique de grès à lits de galets montre l'intervention d'un processus sédimentaire fluvial ;

– **Faisceau de la Verrerie (10-30 m)**. Ce niveau n'est plus visible à l'affleurement (dans la tranchée de chemin de fer, il est masqué par un mur de soutènement). Mercier (1834) et Fournel (1836) décrivent des schistes bitumineux à intercalations de grès et de veines de charbon. La principale, la veine Verrerie, est à l'origine des exploitations de la Verrerie et de la Blanchardière (1827-1863).

– **Conglomérat supérieur de la Verrerie (250 m)**. Cette assise arme la terminaison périclinale de la Verrerie et la crête du bord sud-ouest du bassin houiller entre Puy-de-Serre et Épagne. Sa base est aisément observable dans la partie occidentale de la tranchée de la Cité (Faymoreau). Elle est constituée de conglomérats beiges à galets roulés et matrice arkosique, d'arkoses micacées et de siltites argileuses. Elle renferme également quelques veines de charbon comprises dans des séquences de plaines d'inondation à paléosols (coupe de Buton, Bouton, 1990). Les galets des conglomérats sont majoritairement quartzeux. S'y ajoutent quelques galets de gneiss, d'ignimbrites et de phtanites. Ces dépôts résultent d'une sédimentation fluviale chenalissante ;

– **Grès et conglomérats d'Épagne (1000 m).** La diminution de la granulométrie moyenne (prédominance des faciès gréseux arkosiques et de pélites) et l'augmentation de la dimension des figures sédimentaires attestent d'un environnement plus distal. Cette assise, qui occupe la dépression du Nord-Est du bassin de Vouvant, ne présente que des affleurements médiocres.

Éléments de datation

L'étude des empreintes de macroflore conservées dans les différents musées de la région a conduit Mathieu (1937) à dater la formation de la Verrerie du Stéphaniens. Le toit de la veine Verrerie a notamment livré les formes suivantes : *Odontopteris reichi*, *Sigillaria candollei*, *Sigillaria rugosa* (collection du musée de Niort). Dans les déblais du puits Saint-Michel, près d'Épagne (grès et conglomérat d'Épagne), il a identifié des empreintes de *Sigillaria tessellata*, *S. scutellata*, *S. devreuxi*, *S. elliptica*, *Pecopteris arborescens*, *P. dentata*, *P. abbreviata*, *P. unita*, *Neuropteris planchardi* et *Callipteridium pteridium*.

Enfin nous avons nous-même prélevé à Buton, dans le conglomérat supérieur de la Verrerie, des sédiments qui ont livré l'association palynologique de *Laevigatosporites vulgaris* et des genres *Florinites*, *Convolutispora*, *Lycospora*, *Calamospora*, *Raistrickia* (détermination D. Fauconnier, BRGM) qui confirme l'attribution au Stéphaniens. D'autres prélèvements dans la série n'ont pas permis de donner de datations précises.

DOMAINE DU BAS-BOCAGE

Ensemble mésozonal nord-oriental

Cet ensemble hétérogène composé de micaschistes, de gneiss para et ortho-dérivés et enfin d'amphibolites borde au Sud-Est l'orthogneiss de Mervent avec lequel il est en contact par une zone cataclasée. La formation est bien exposée en rive droite de la Vendée, à l'Est des Rouillières où affleurent essentiellement des gneiss, des micaschistes et des orthogneiss. On peut plus aisément l'observer hors de l'emprise de la carte, dans la carrière d'Albert. Des amphibolites à grenat de type Saint-Martin-des-Noyers sont exposées dans la partie septentrionale de l'exploitation. Sa partie méridionale montre en revanche des faciès gneissiques orthodérivés et paradérivés étroitement imbriqués. Le métagranite porphyroïde y constitue des corps amygdalaires décamétriques délimités par des couloirs mylonitiques anastomosés sombres. Ils sont plus ou moins dispersés dans des gneiss plus fins, certains issus de la mylonitisation des orthogneiss, d'autres s'apparentant plutôt

à des faciès paradérivés, notamment en raison de leur granulométrie et de leur richesse en quartz.

ζ. Gneiss et micaschistes à deux micas et grenat. Le faciès dominant est un gneiss gris à beige, de granulométrie fine à moyenne. Généralement pauvre en mica, il est constitué de feldspath potassique xénomorphe (≤ 1 mm), de plagioclase subautomorphe ou xénomorphe plus petit ($< 0,25$ mm) et de petit quartz. Le cœur des feldspaths est parfois riche en inclusions graphiteuses. Les micas, biotite et muscovite, ont un aspect pisciforme. La biotite est en partie chloritisée. Le grenat, assez abondant, forme des petits cristaux automorphes ; certains cependant sont désagrégés et partiellement rétrotransformés en chlorite. L'origine orthodérivée de ces faciès est possible, quoique difficile à démontrer. Certains faciès clairs, pauvres en biotite, pourraient dériver d'aplitites.

Sont également compris dans cet ensemble des gneiss à pœciloclastes de biotite (2-3 mm de section) développés sur un fond granoblastique fin (0,2 mm) de quartz en mosaïque, feldspath alcalin, grenat et muscovite, et enfin des micaschistes sombres à grenat. La diversité des faciès évoque une origine paradérivée. Les pœciloclastes paraissent représenter les reliques d'un métamorphisme de contact en relation avec la mise en place des métagranites inclus dans le complexe, phénomène décrit à plusieurs reprises autour des orthogneiss de ce compartiment (Wyns *et al.*, 1988 ; Godard, 2001).

δ. Amphibolites de type Saint-Martin-des-Noyers. Le petit massif amphibolitique représenté au Sud de Pagnolles constitue l'extrémité orientale des amphibolites de la carrière d'Albert (carte Fontenay-le-Comte), prolongement des métavolcanites basiques de Saint-Martin-des-Noyers.

ζγA. Orthogneiss de type l'Angle. Comme il a été dit plus haut, ces métagranites sont conservés sous la forme de petits corps lenticulaires délimités par des couloirs mylonitiques sombres à l'aspect de micaschistes œillés. Pour cette raison, leur représentation cartographique est difficile. Leur cœur moins déformé montre clairement qu'ils dérivent d'un granite porphyroïde à biotite à enclaves micacées sombres.

Blastomylonites

La bordure sud-ouest du complexe cristallophyllien est soulignée par un niveau apparemment continu, d'environ cinquante mètres de puissance, de mylonites œillées blanchâtres à verdâtres. Les yeux, constitués de phénoclastes ovoïdes de microcline perthitique, sont

étirés et moulés dans une matrice granolépido-blastique très fine constituée de quartz, plagioclase et muscovite. Cette zone mylonitique se prolonge vers l'Ouest sur la carte Fontenay-le-Comte avec une position structurale identique.

Déformation et métamorphisme

Les paragneiss des Rouillères présentent une foliation métamorphique en équilibre avec la paragenèse à biotite et grenat. Cette foliation est concordante avec celle des orthogneiss de Mervent. D'orientation N105°-80°S, elle porte une linéation d'étirement N110°E-25°SE. L'observation dans le plan perpendiculaire à la linéation (fig. 9) permet de reconnaître que la foliation métamorphique est contemporaine de plis intrafoliaux (P2) affectant une foliation antérieure (S1), équivalente de la schistosité dominante S1 des schistes de Chassenon (Bouton, 1990 ; Meidon, 1991).

Éléments de datation

La série métamorphique n'est pas datée. Les orthogneiss qui y sont intrusifs sont généralement considérés comme Paléozoïque inférieur, voire éventuellement Ordovicien par comparaison avec l'orthogneiss de Mervent. Leur encaissant métasédimentaire serait donc Précambrien à Cambrien. La découverte d'un accident blastomylonitique majeur séparant l'unité de Saint-Martin-des-Noyers de la série du Bas Bocage apporte une réponse structurale aux schémas antérieurs qui faisaient intruder les orthogneiss de l'Angle supposés ordoviciens dans des métasédiments donnés comme pénecontemporains (voir feuille La-Roche-sur-Yon, par Wyns *et al.*, 1989a).

Unité des schistes

ξ². **Schistes de Chassenon. Métapélites grises et métagrauwackes (Ordovicien à Dévonien possible).** Les terrains épimétamorphiques qui affleurent dans le méandre de Chassenon, au Sud du complexe gneissique de Mervent sont constitués en majorité de faciès fins métapélitiques. On y rencontre :

- des schistes gris d'aspect satiné à composition argilo-pélitique ;
- des schistes gris ou verts, lités, à rythmes millimétriques de lits quartzo-feldspathiques finement gréseux blanchâtres et de lits phylliteux plus sombres.

S'y ajoutent des intercalations de métagrauwackes à éléments d'origine volcanique ou volcanoclastique (quartz automorphes à golfes de corrosion) et de métaquartzarénites.

Ces faciès ont une texture d'ensemble granolépido-blastique. Ils contiennent des phyllites (séricite et chlorite), des albites blastiques globuleuses (0,2-0,5 mm) d'origine métamorphique, ainsi que quelques apatite, épidote et tourmaline. Un gradient métamorphique prograde se développe à proximité immédiate du complexe gneissique de Mervent, avec passage d'une paragenèse à muscovite et chlorite à une paragenèse à muscovite, biotite et grenat.

Éléments de datation

La lithologie et la position structurale des schistes de Chassenon sont comparables à celles des schistes décrits par Chalet (1985) et Wyns *et al.* (1989a) entre le complexe Les Essarts–Mervent et le granite de Bournezeau (schistes à faciès « Saint-Gilles »). Selon Chalet (1985), ces schistes présenteraient des imbrications de faciès avec les formations volcano-sédimentaires d'âge Silurien terminal de Mareuil-sur-le-Lay (« Porphyroïdes »), même si leur position exacte vis-à-vis de ceux-ci est encore mal élucidée (Wyns *et al.*, 1989a). On leur attribuera donc en première approximation un âge siluro-dévonien.

Déformation et métamorphisme

Les schistes de Chassenon présentent une schistosité symmétamorphe à séricite-chlorite parallèle aux alternances grésopélitiques matérialisant la stratification. Cette structure planaire est plissée par des plis P2 centimétriques à décimétriques d'axe N95°-35°SW déversés vers le Nord. Ils développent une schistosité S2 de plan axial de type crénulation ou strain-slip passant vers le Nord-Est, à l'approche du complexe de Mervent, à une schistosité de flux à muscovite et chlorite, puis à muscovite et biotite (fig. 14).

Sur la carte Coulonges, la géométrie initiale des structures D1 est difficilement appréciable en raison de la transposition opérée par la déformation plicative D2.

COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE

MÉSOZOÏQUE : JURASSIQUE

Lias inférieur

Il comprend trois formations : *Formation argilo-sableuse* à la base, *Calcaire jaune nankin*, *Calcaire caillebotine* au sommet (fig. 15 hors texte). Le Lias inférieur n'a été reconnu que dans la partie sud-est de la feuille, à l'Est de Coulonges-sur-l'Autize. Son épaisseur, très variable, s'explique par le fait qu'il comble les dépressions de la

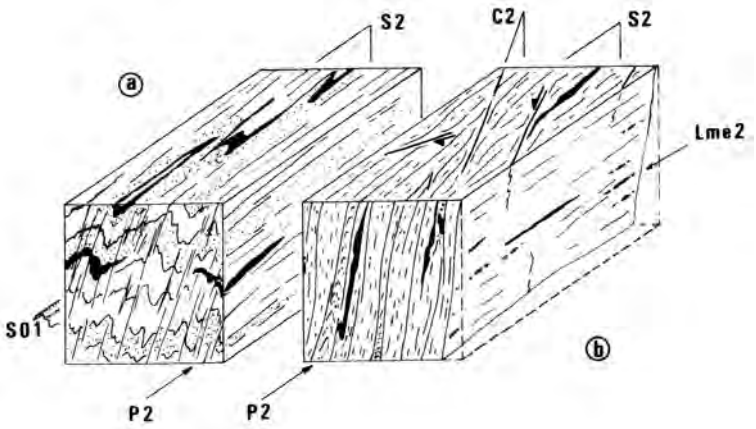


Fig. 14 - Bloc diagramme de la déformation dans les schistes de Chassenon

surface post-hercynienne. À l'aplomb des paléoreliefs, Ouest du massif de Mervent et bordure sud-est du Massif vendéen, il fait partout défaut (il pourrait éventuellement correspondre aux minces niveaux conglomératiques de la base de la série jurassique). Le Lias inférieur réapparaît plus à l'Ouest, sur la feuille de Fontenay-le-Comte, avec à sa base les grès et sables de l'Herminault.

Sous le Lias inférieur, l'altération du socle est assez peu développée. À l'affleurement, elle correspond généralement à des isaltérites peu évoluées, de couleur verte à lie-de-vin (carrère de Rochard, Germond-Rouvre). Seule la racine du profil d'altération antéliasique paraît conservée, tandis que ses termes supérieurs ont été décapés. On les retrouve parfois remaniés sous la forme d'argile sableuse à pisolites de fer dans les formations détritiques sus-jacentes.

Lias. Formation argilo-sableuse (Hettangien) (0 à 10 m). Elle correspond aux « grès infraliasiques » (Welsch, 1903b) ou « Infralias » (Le Touzé de Longuemar, 1870 ; Glangeaud, 1895) des anciens auteurs. Cette formation, essentiellement constituée par des alternances lenticulaires de lits grésosableux, de lits d'argiles et de lits formés d'un mélange de sables, d'altérites remaniées et d'argiles vertes, repose en discordance sur le socle (Dm). Dans les grès, les grains de quartz, souvent anguleux à subanguleux, classés ou non, prédominent. On constate également la présence de mica blanc et de feldspath. L'illite est le minéral dominant dans la phase argileuse (90 %), la montmorillonite accessoire.

Sur la feuille Coulonges, la formation argilo-sableuse était autrefois exploitée entre Xaintray et Béceleuf où Arsicault (1952) a décrit plusieurs sablières, toutes disparues : Benette, Moulin de la Plaine, la Babinière et Limerière. En 1951, la coupe de Benette, environ 6 m, présentait du bas vers le haut :

- 1 à 1,80 m de graviers et sables roux ;
- 0 à 0,80 m d'argilite sableuse ;
- 1,40 à 1,80 m de cailloux et sables de couleur rouille, à stratifications entrecroisées communes, à feldspath abondant et lits de galets anguleux ;
- 0 à 0,40 m d'argilite à empreintes végétales : ptéridophytes, équisétales et filicales (*Thaumatopteris brauniana*), et surtout des Gymnospermes : pteridospermées (*Cycadopteris chicheryi*, *Cycadopteris ctenopteroides*), benettiales (*Otozamites terquemi*, *Otozamites brevifolium*) et coniférales (*Elatides peregrina*, *Plagiophyllum latifolium*, *Cheirolepis* cf. *muensteri* et *Podozamites* sp.) ;
- 0,80 à 1 m de sables et graviers gris à noirs contenant par place de nombreux débris végétaux ;
- 0,20 à 0,30 m de sable blanc légèrement violacé, bien calibré ;

- 0,70 m d'argilite pommelée de vert et de jaune, parfois sableuse, remplacée parfois par des sables et graviers peu argileux, verts et roux ;
- 1 à 1,30 m de marne peu sableuse, vert clair, blanche par place, contenant sporadiquement à la base une lentille de sable bien calibré et à la partie supérieure des blocs plus ou moins gros de grès à ciment calcaire ou de calcaire dolomitique sableux ;
- 0 à 0,15 m de sable fin argileux ;
- 0,13 m de calcaire dolomitique avec noisettes de quartz ;
- 0 à 1,50 m de calcaire dolomitique massif.

L'assise argilo-sableuse présente un caractère d'abord fluvatile, puis littoral peu profond. Ce dernier est illustré par le développement de termes marneux et dolomitiques dans la partie supérieure de la coupe précédente et l'apparition de la première faune marine (*Astarte* signalé par Carpentier, 1941).

Elle renferme une flore remarquable (Zeiller, 1911) que Carpentier (1947-1949) a attribuée à l'Hettangien inférieur (Zone à *Thaumatopteris*), malgré des affinités rhétiennes marquées.

l1-2Cjn. **Calcaire jaune nankin : calcaires dolomitiques et oolithiques (Hettangien - Sinémurien) (0 - 12 m)**. Ces termes descriptifs (Le Touzé de Longuemar, 1870) ont été repris par Welsch (1903b) pour désigner la formation ; ils font référence à la couleur jaune chamois des tissus confectionnés naguère dans la ville de Nankin. L'épaisseur du Calcaire jaune nankin est variable, mais n'excède pas une douzaine de mètres. Il affleure largement dans la vallée de l'Egray où il peut reposer directement sur le socle anté-mésozoïque comme dans la carrière de Rochard (fig. 15). En ce lieu, il a été possible d'individualiser **trois membres** bien distincts avec de bas en haut :

- des **calcaires dolomitiques fins, jaunes à brun chocolat** (environ 2,50 m) en bancs massifs d'une puissance moyenne de 0,50 m et renfermant plusieurs niveaux de lumachelles à grands bivalves (*Cyprina boonei*) préservés sous forme de moules internes. Vers le milieu de ce membre, aux Rochards et à Crapaudine, s'intercale un niveau à graviers de quartz blanc pluricentimétriques, non usés ;
- au-dessus vient un deuxième **ensemble dolomitique** mal stratifié et généralement très altéré par les circulations d'eau, cargneulisé (2,60 m). Les zones moins altérées permettent de reconnaître des empilements de tapis algaïes à structure plane plus ou moins ordonnée. Sur la feuille voisine Saint-Maixent, ces deux premiers membres présentent une teneur en dolomite variant de 20 à 40 % (Moreau, 1962), voire davantage, jusqu'à 80 % selon Lougnon et Horon (1963) ;

– une assise de **grainstones oolitiques** (au moins 0,60 m) à oolites souvent très fines et bien calibrées dont le cortex peu développé enveloppe des grains de quartz ou des fragments de bioclastes. Ces calcaires renferment par endroits de minces lentilles ou niveaux centimétriques lumachelliques (petits lamellibranches, gastéropodes, crinoïdes).

Ce dernier membre est mieux exposé 3,5 km plus au Sud, sur la rive gauche de l'Autize, en bordure de la route menant de Breilbon à Sainte-Ouene (limite avec la feuille Niort). Dans cette localité, les calcaires dolomitiques sont tronqués par une surface d'usure et surmontés par (fig. 15) :

- 0,20 m : calcaire dolomitique gris à lamines millimétriques, dont la semelle correspond à un lit centimétrique riche en coquilles d'huîtres ;
- 0,08 m : niveau argileux gris-beige à amandes calcaires avec d'assez nombreuses huîtres et autres bivalves ;
- 0,15 m : calcaire tendre, se débitant sous forme de lamines riches en fins débris végétaux, puis calcaire plus dur présentant une alternance de lamines grises et beiges micrograveleuses (séquences de marées ?). Ce niveau bien individualisé, d'épaisseur variable, se retrouve jusqu'à une quinzaine de kilomètres vers l'Est (feuilles Saint-Maixent et Mazières-en-Gâtine) où il renferme de très nombreux ostracodes ;
- 0,20 m : oosparite grise, bioturbée ;
- 1,70 m : calcaires oolitiques en bancs massifs se présentant sous forme de grainstones plus ou moins bien triés.

À la Grue de Cours, au Nord de Champdeniers, ces calcaires oolitiques contiennent 10 % de quartz détritiques non usés qui témoignent de la proximité du paléorivage.

Les passées très bioclastiques du Calcaire jaune nankin renferment d'abondants petits lamellibranches littoraux associés à des petits gastéropodes. Ils ont été étudiés par Cossmann (1903) en Vendée. Parmi les lamellibranches citons *Ostrea anomala*, *Chlamys chartroni*, *Gervilleia rhombica*, *Modiola rustica*, *Parallelodon hettangiense*, *Cardinia ovum*, *Astarte chartroni*, *Trapeium laevigatum* etc. ; parmi les gastéropodes, *Procerithium potamidulum*, *Pseudomelamia chartroni*, *Coelostylina paludinoïdes*, *Chartronia digoniata*, *Patella schmidtii*. Les brachiopodes (*Terebratula punctata* var. *lata*), les échinodermes (*Acrosalenia chartroni*) et les algues calcaires (*Paleodasycladus barrabei*) sont beaucoup moins fréquents ; les céphalopodes sont apparemment absents. Cette faune riche en petits individus mais relativement pauvre en espèces confirme le caractère confiné des milieux de dépôts du Calcaire jaune nankin.

Les associations d'espèces indiquent un âge Hettangien (Chartron et Cossmann, 1902), mais il est plus que probable que le Sinémurien soit déjà représenté dans la partie supérieure (Lougnon et Horon, 1963). Gonnin (inédit) a comparé le Calcaire jaune nankin avec les successions reconnues dans le bassin d'Aquitaine, mieux datées et ayant fait l'objet de révisions récentes (Megelink-Assenat, 1983 ; Cubaynes *et al.*, 1989).

Ainsi, les **calcaires dolomitiques à tapis algaires** pourraient être un équivalent latéral des calcaires rubanés à *Paleodasycladus barrabei* du Nord de l'Espagne, des calcaires rubanés du centre du bassin d'Aquitaine et de la formation de Planioles du Quercy. Ces différentes formations, datées par des algues, des foraminifères et des ostracodes, sont rapportées à l'intervalle Sinémurien inférieur - Lotharingien inférieur.

Les calcaires oolitiques pourraient être l'équivalent latéral des Formations sus-jacentes, graveleuses et oolitiques du Nord de l'Espagne et d'Etchecortia dans les Pyrénées basques et Formation oolitique de Cavagnac dans le Quercy.

l2Ca. Caillebottine (Le Touzé de Longuemar, 1875) : calcaire sublithographique (Sinémurien supérieur) (0 à 7 m). Calcaire sublithographique gris de fumée à patine blanche, dont l'aspect rappelle le lait caillé. La formation, un peu dolomitique, bioturbée, se présente sous forme de bancs de 0,40 à 0,60 m d'épaisseur, à surfaces ondulées, souvent stylolitiques. Ces derniers sont eux-mêmes subdivisés régulièrement en inter-bancs décimétriques par des joints secondaires également ondulés. La structure finement laminée est parfois soulignée par l'altération. Les proportions de calcite et de dolomite sont de l'ordre respectivement de 40 et 15 % (Moreau, 1962). La Caillebottine comporte de minces passées bioclastiques, centimétriques, à faunes de petits lamellibranches. À plusieurs niveaux, en particulier à la base, s'observent parfois de fines oolites hématisées. On note l'existence de plusieurs surfaces taraudées au sein du calcaire micritique.

La formation s'achève par une surface plane, durcie et oxydée, souvent ravinée (Dm). Des fissures de quelques centimètres de large sur 0,15 à 0,60 m de profondeur peuvent y être observées ; elles sont alors comblées par le conglomérat de base du Lias moyen (Gabilly, 1960).

La Caillebottine constitue la plus ancienne formation jurassique du Seuil du Poitou qui soit parfaitement datée. En effet, au Nord de Niort,

elle a livré de rares ammonites avec *Leptechioceras meigeni* (HUG.) (dét. J.-L. Dommergues, échantillon déposé au Musée d'Histoire Naturelle de Niort et enregistré sous le nom d'*Ammonites conybeari* SOW.), caractérisant le sommet de la Zone à *Raricostatum* (Gabilly et Cariou, 1974), Sous-Zone à *Macdonelli*. On reconnaît également des brachiopodes (*Spiriferina walcotti*, *S.* cf. *alpina*, *Terebratula*), des petits lamellibranches (*Entolium hehli*) des échinodermes (*Pentacrinus* sp.), des polypiers, plus rarement des lits à ostréidés, des foraminifères (*Haurania*, *Pseudocyclamina*) et des ostracodes (*Hungarella*).

La formation est seulement individualisée à l'Est de Coulonges-sur-l'Autize, et plus particulièrement dans la vallée de l'Egray où elle affleure largement. Son épaisseur diminue du Sud vers le Nord : 3,10 m à Breilbon, 1 m à la Grue de Cours, 0,50 m au Nord de Béceleuf (fig. 15). À la Grue de Cours, la succession se présente de la manière suivante :

- 0,75 m au moins : calcaire oolitique assez riche en quartz non usé (sommet du calcaire jaune nankin) ;
- 0,65 m de mudstone à rares bioclastes (entroques, bivalves et gastéropodes) dans lequel subsistent quelques grains de quartz silteux ;
- 0,05 m de marne gris-beige ;
- 0,35 m de calcaire bioturbé présentant des plages à texture mudstone, wackestone voire grainstone. Parmi les éléments figurés on reconnaît des entroques, des radioles d'oursins, des gastéropodes, des fragments de bivalves, des lithoclastes usés et d'assez nombreuses oolites micritisées ;
- surface usée (Dm) ;
- calcarénite à entroques et quartz usé avec intercalations de lits conglomératiques à graviers de quartz (Pliensbachien).

Plus à l'Ouest, la Caillebotte disparaît, le Lias moyen reposant directement sur le socle paléozoïque.

Lias moyen

l3Pr. **Pierre rousse (Fournier, 1888) : calcaires gréseux et calcarénites à entroques (Pliensbachien) (10 à 11 m)**. L'appellation Pierre rousse constituait un terme de carrier qui fut successivement utilisé par Cacarié (1843), Fournier (1888) et repris par Welsch (1903b). Le Pliensbachien affleure pratiquement sur toute la feuille. Sa puissance est d'une dizaine de mètres. Au Nord-Est, région de Secondigny, il s'agit d'arkoses grossières dont les gros cristaux subautomorphes de feldspath témoignent d'une distance de transport très réduite : ces clastes proviennent du massif granitique tout proche

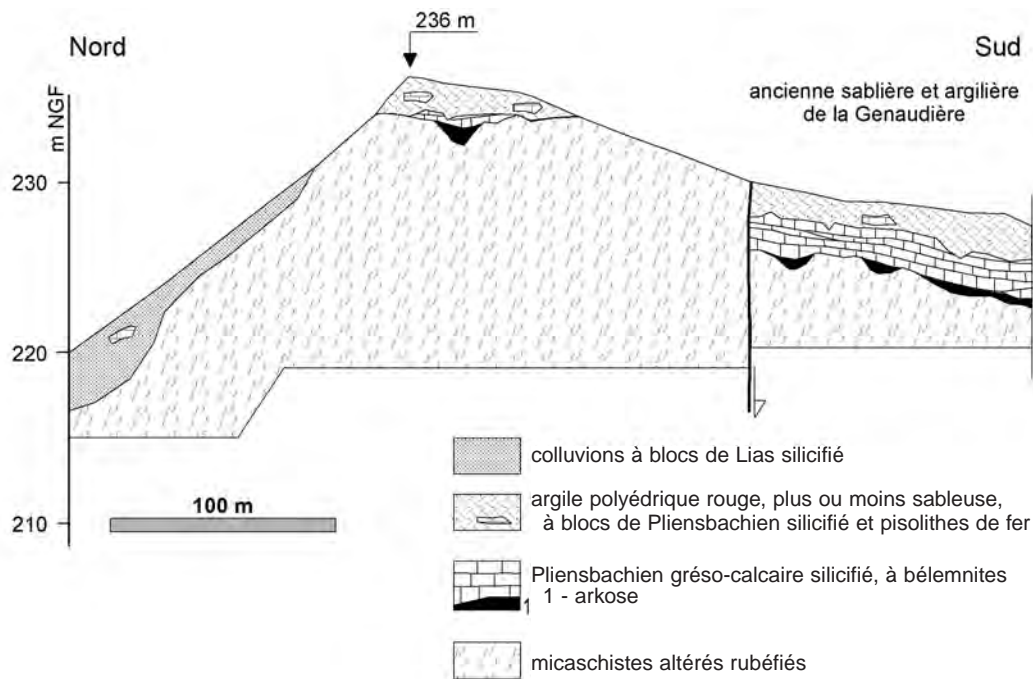


Fig. 16 - Coupe de la Génaudière, Secondigny

de Neuvy-Bouin. Dans la partie orientale de la feuille, le Pliensbachien se présente sous forme de calcarénites à entroques et de calcaires gréseux à stratifications souvent obliques présentant des intercalations lenticulaires de poudingues et de grès grossiers (faciès détritique et carbonaté de Goudeau, 1978). En s'éloignant vers l'Ouest, les sédiments deviennent moins grossiers (faciès carbonaté). Dans les parties occidentale et septentrionale de la carte, le Pliensbachien repose directement sur les terrains paléozoïques. De couleur grise, la roche s'altère superficiellement en calcaire roux, d'aspect saccharoïde, en raison de la présence de dolomite. Localement ces dépôts sont silicifiés et minéralisés en barytine et plus rarement en galène (Saint-Pompain, Germond). L'édition à 1/80 000 de la feuille de Niort faisait apparaître le Pliensbachien à la Chapelle-Thireuil, nous n'en avons retrouvé aucun témoin ; il est possible que, masquées par les formations superficielles, ces assises ont été rencontrées lors du creusement de puits.

Pour la première fois depuis le début du Jurassique, les fossiles, ammonites et surtout bélemnites, attestent un milieu de dépôt largement ouvert sur le milieu marin franc.

De manière générale, le Pliensbachien débute par un conglomérat de base (0,10 à 0,50 m) ravinant les assises antérieures (fig. 16 et 17). Au-dessus il est constitué selon Goudeau (1978) d'une succession de cinq séquences de comblement, comprenant d'abord des grès arkosiques grossiers ou des poudingues auxquels succèdent des calcaires gréseux bioclastiques, riches en crinoïdes et lamellibranches. La surface durcie et érodée qui marque le sommet de la séquence 1b délimite régionalement les sous-étages Carixien et Domérien. De nombreux joints secondaires ondulés confèrent à la Pierre rousse une structure amygdalaire. Les niveaux à stratifications entrecroisées se délitent souvent en plaquettes (platins). L'étage Pliensbachien se termine par une surface usée souvent ferrugineuse constituant une autre discontinuité majeure.

Sur la feuille, la coupe du Pliensbachien la plus complète et toujours observable en 2003 est celle décrite par Goudeau (1978) à Chavagné (Saint-Hilaire-des-Loges ; fig. 17). Ici la Pierre rousse (faciès carbonaté) repose directement sur l'orthogneiss de Chavagné. La base de la formation est constituée d'un banc très épais, massif, formé par un conglomérat hétérogène à galets de quartz noyés dans une « matrice » gréseuse arkosique à ciment siliceux ; elle a livré de rares pectinidés. La coupe se poursuit par une alternance de calcaires gréseux bioclastiques plus ou moins grossiers au sein desquels s'intercalent quelques lits de marnes sableuses. Les lits de silex sont fréquents dans la partie moyenne de l'étage ; ils peuvent aussi exister

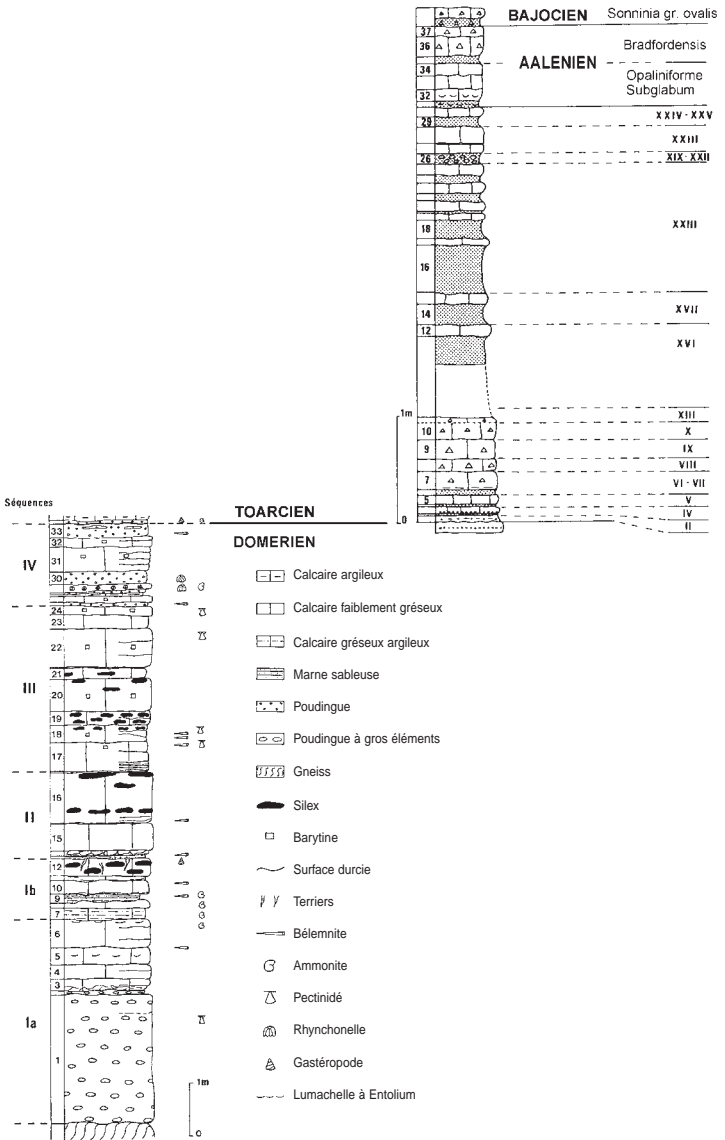


Fig. 17 - Le Lias et l'Aalénien dans la carrière de Chavagné (Saint-Hilaire-des-Loges), par Gabilly (1976) et Goudeau (1978)

dès la base. La moitié inférieure de la coupe a livré d'assez nombreuses ammonites : *Androgynoceras* sp., *Productylioceras davoei*, *Oistoceras* sp., formes caractéristiques de la Zone à Davoei (Carixien supérieur). À environ 1 m du sommet, dans des calcaires fins ayant livré *Pleuroceras* sp., Zone à Spinatum, se situe une lumachelle à brachiopodes, *Tetrahynchia tetrahedra* et, plus rare, *Zeilleria indentata*.

Vers le Nord-Ouest les calcaires gréseux bioclastiques pliensbachiens passent progressivement à des calcaires argileux et à des marnes. Ainsi, à la Lanfrère (commune de Foussais-Payré), les rives d'un étang dont le fond repose probablement sur le socle paléozoïque exposent la coupe suivante avec, de bas en haut :

- marnes sableuses riches en bélemnites ;
- 0,10 m : calcaire argileux beige renfermant *Productylioceras davoei* et *Oistoceras* proche du groupe de *O. angulatum* (QUENSTEDT), détermination C. Meister ; Carixien supérieur, Zone à Davoei, Sous-Zone à Figulinum, Horizon à Angulatum ;
- 0,10 m : marne beige ;
- 0,20 m : calcaire finement gréseux à nombreux *Amaltheus* sp., *Cenoceras* sp. et *Pseudopecten aequivalvis*, Domérien inférieur, Zone à Margaritatus ;
- 0,18 m : calcaire argileux ;
- 0,40 m : banc massif de calcaire gréseux.

Faune

Les lamellibranches, les bélemnites et les brachiopodes constituent l'essentiel du contenu paléontologique. Les bélemnites, dominées par le genre *Passaloteuthis*, sont particulièrement abondantes dans les niveaux grossiers. Parmi les lamellibranches, *Entolium disciformis* se rencontre sur toute l'épaisseur de l'étage et constitue localement des lumachelles. *Pseudopecten aequivalvis* et *Aequipecten priscus* sont des formes associées nettement moins abondantes. Les brachiopodes sont très localisés. *Tetrahynchia tetraedra* se trouve souvent sous forme de lumachelles dans la Zone à Spinatum.

Microfaciès

Sur les coupes étudiées par Goudeau (1978) à Champeaux, la Moussandière (Germond), la Véquière et Chavagné, les niveaux calcaires correspondent à des biosparites avec entroques dominants et débris de lamellibranches, plus rarement de bryozoaires. Autour des entroques, la calcite syntaxiale est largement développée. Les détritiques représentent moins de 10 % de la roche. Ils comprennent du

quartz, des fragments de quartzite, des feldspaths (orthose, microcline, plagioclases) peu usés et parfois de la muscovite. Ces éléments détritiques proviendraient essentiellement du démantèlement des massifs granitiques environnants. Le dépôt se serait effectué sous une faible tranche d'eau.

Biostratigraphie

Dans la région, les premiers dépôts du Carixien (Pliensbachien inférieur) datent du sommet de la Zone à Jamesoni (Chantonnay). Ici ils n'ont pas été mis en évidence, pas plus que ceux de la Zone à Ibex. En revanche la Zone à Davoei est bien datée par de nombreuses ammonites (*Prodactylioceras davoei*, *Androgynoceras capricornu* et *Oistoceras* gr. *angulatum*). Toutefois, l'essentiel des dépôts pliensbachiens appartient au Domérien et c'est la Zone à Margaritatus qui est la plus développée.

Lias supérieur - Jurassique moyen *pro parte*

l4-j1. **Marnes bleues (Welsch, 1903b) : marnes et calcaires argileux (Toarcien – Aalénien) (5 à 10 m)**. Par sa lithologie et son faciès, l'Aalénien, très réduit et lacunaire, est regroupé avec le Toarcien. Au-dessus d'un niveau repère, pluridécimétrique, de calcaire argileux rougeâtre à oolites ferrugineuses, les *Marnes bleues* présentent une alternance de marnes et de bancs décimétriques de calcaires argileux fins où les marnes prédominent nettement. Les bancs calcaires redeviennent plus épais et plus fréquents dans l'Aalénien. L'ensemble renferme de très nombreuses ammonites.

l4. **Toarcien (4 à 5 m)**. Sur toute la feuille, le Toarcien présente une épaisseur peu importante à mettre en relation avec l'existence au Toarcien inférieur d'un vaste haut-fond vendéen. Le Toarcien inférieur est très condensé, souvent incomplet voire lacunaire comme à la tuilerie de Saint-Denis, près de Champdeniers. La coupe la plus représentative et la plus complète du secteur est celle décrite par Gabilly (1976) dans la carrière de Chavagné (Saint-Hilaire-des-Loges ; fig. 17). Reposant sur la surface usée du Pliensbachien, on distingue :

- 0,15 m : calcaires argilo-sableux et marnes sableuses avec *Dactylioceras semicelatum* (biohorizon II), *Harpoceratoides strangewaysi* (III) ;
- 0,15 m : calcaire argileux livrant *Harpoceras pseudoserpentinum* (V) ;
- 0,20 m : calcaire argileux rougeâtre à oolites ferrugineuses renfermant de nombreuses ammonites, *Harpoceras falciferum*, *Dactylioceras* sp. (VI) et *Hildoceras sublevisoni* (VII).

Ces assises représentent le Toarcien inférieur (Zones à Tenuicostatum et à Serpentinum) et la base du Toarcien moyen.

– 0,50 m : même calcaire argileux rougeâtre à oolites ferrugineuses, toujours très fossilifère : *Dactylioceras commune* (VIII), *H. apertum* (IX), *Hildoceras bifrons* (X) ;

– lacune locale des biohorizons à Semipolitum (XI) et à Variabilis (XII) ;

– assise décimétrique condensée de calcaires argileux à oolites ferrugineuses bien représentée à la tuilerie de Saint-Denis où elle repose directement sur la surface usée du Pliensbachien : *Haugia illustris*, *Denckmannia robusta*, *Hammatoceras costatum*, *Pseudogrammoceras aratum* (XIIIa) ;

Ces calcaires à oolites ferrugineuses représentent la plus grande partie du Toarcien moyen (Zones à Bifrons et à Variabilis).

– 2,30 m environ : marnes alternant avec des bancs décimétriques de calcaires argileux parfois discontinus, livrant les faunes pyriteuses suivantes : *Pseudogrammoceras bingmanni*, *Osperlioceras subtile* (XV) ; unité caractérisée aussi par l'abondance du lamellibranche *Variamussium pumilum*, *Grammoceras doertense* (XVI), *G. thouarsense* (XVII), *Esericeras fascigerum*, *Grammoceras penestriatulum* (XVIII). Cet ensemble est à rapporter à la Zone à Variabilis *pro parte* du Toarcien moyen et à la Zone à Thouarsense du Toarcien supérieur ;

– niveau repère décimétrique marno-calcaire, micro-conglomératique, très bioclastique et condensé, situé à la limite des Zones à Thouarsense et à Dispansum (Dm). Les fragments de rostrés de bélemnites abondent ainsi que les ammonites : *Pseudogrammoceras fallaciosum* (XIX), *Gruneria gruneri* (XXI), *Dumorteria levesquei*, *Catullocceras dumortieri* (XXII) ;

– 0,45 m : les dépôts carbonatés deviennent prédominants, tendance qui se poursuivra dans l'Aalénien. On y reconnaît la succession des faunes classiques du Toarcien supérieur : *Dumortieria explanata* (XXIII), *Pleydellia* gr. *macra*, grands *Lytoceras* gr. *wrighti* (XXV), *Pleydellia* gr. *aalensis* (XXVI), *Pleydellia buckmani* (XXVII).

L'épaisseur du Toarcien supérieur varie d'environ 3 m à Chavagné à plus de 5 m à la Véquièrre, entre Champdeniers et Xaintray. Les ammonites y sont fréquentes, sous forme de nuclei pyriteux dans les marnes et de moules calcaires dans les bancs carbonatés. Les céphalopodes sont également représentés par des nautiloïdés (*Cenoceras*) et de nombreux rostrés de bélemnites (*Dactyloteuthis irregularis*, *Acrocoelites unisulcatus*, *Salpingoteuthis*). Ils sont associés à une faune benthique également abondante. Parmi les lamellibranches, *Plagiostoma* peut constituer des lumachelles au

sommet du terme calcaire basal, *Variamussium pumilum* abonde à la base du terme plus marneux et *Catinula beaumonti* au sommet. Citons en outre des gastéropodes (*Pleurotomaria*, *Pseudomelania*), des brachiopodes (*Homeorhynchia cynocephala*, *Ferrythiris constantini* et *Stroudithyris infraoolithica*, fréquents dans le Toarcien terminal), des échinodermes (*Acrosalenia*, *Pentacrinus jurensis*), des serpulidés...

Les sédiments du Toarcien s'organisent en 3 séquences lithoclinales (Gabilly, 1976). L'inférieure correspond au terme calcaire basal. Elle se termine par des condensations et des lacunes traduisant une première crise sédimentaire. La séquence moyenne est marquée par une reprise isochrone de la sédimentation à l'échelle régionale. Sa limite supérieure se révèle, par contre, diachrone et correspond à une seconde crise sédimentaire exprimée par le mince niveau conglomératique très condensé. La séquence supérieure, plus carbonatée, se poursuit dans l'Aalénien inférieur.

j1. Aalénien (0,75 m à 1,40 m). Il est bien exposé à Chavagné (Gabilly, 1976, fig. 17) et dans la tranchée de la D744, près du lieu-dit Moulinotte, à environ 5 km au Sud-Est de Coulonges-sur-l'Autize (Branger, 1989) où se situe la coupe suivante, toujours de bas en haut :

- 0,10 m : marnes riches en coquilles de *Catinula beaumonti*, lamellibranche associé à des gastéropodes (*Pleurotomaria*), brachiopodes (*Homeorhynchia cynocephala*, *Ferrythiris constantini* et *Stroudithyris infraoolithica*) (biohorizon I), des rostrés de bélemnites ;
- 0,50 m : calcaire argileux gris, assez peu fossilifère (*Leioceras opaliniforme*, *L. opalinum*, *Lytoceras wrighti*) ;
- surface d'usure irrégulière (Dm) associée à une lacune de la base de la Zone à Murchisonae.

Les niveaux 1 et 2 représentent un Aalénien inférieur incomplet : Zone à Opalinum, Sous-Zone à Opalinum.

- 0,10 m : calcaires argileux (packstones bioclastiques) à oolites ferrugineuses avec à la base des indices de démantèlement et de remaniement (galets calcaires centimétriques). On y trouve *Brasilia gigantea*, caractérisant le sommet de la Zone à Murchisonae (biohorizon VIII). Le banc à *Brasilia* livre en outre des rostrés de bélemnites (*Belemnopsis*), des mollusques, gastéropodes (*Pleurotomaria*, *Discohelix sinistra*) et lamellibranches (*Plagiostoma*, *Ctenostreon*, *Chlamys*).

Cette assise à oolites ferrugineuses s'épaissit vers l'Ouest de la carte où elle peut atteindre 0,30 m d'épaisseur (Chavagné), elle constitue un excellent repère cartographique bien exprimé sur les diagraphies de rayon gamma par un pic très accentué ;

– surface usée, perforée et ferruginisée, correspondant à une discontinuité régionale majeure associée sur l'ensemble de la feuille à une lacune de la Zone à Concavum.

À l'Est de Champdeniers, la partie inférieure (Zone à Opalinum) montre, sur une épaisseur d'environ 1 m, une alternance de calcaires argileux gris et de marnes grises où pullule *Catinula beaumonti* (RIVIÈRE). Un banc carbonaté plus massif surmonte cet ensemble. Il a livré de nombreux exemplaires de *Leioceras opalinum*, *Pachylytoceras* cf. *dilucidum*, *Pleurotomaria* sp. et *Homoeorhynchia cynocephala*. L'Aalénien supérieur, toujours incomplet, se termine par un niveau de calcaire légèrement argileux, gris (0,40 m), dans lequel de rares *Brasilia bradfordensis* ont été recueillies (Sous-Zone à Bradfordensis).

j2Cp. **Calcaires, calcaires à silex et spongiaires (Bajocien) (15 m)**. D'une puissance d'environ 17 m, le Bajocien, entièrement carbonaté, peut être subdivisé en deux ensembles bien distincts :

A. Calcaires fins à glauconie du Bajocien inférieur, relativement développés dans le secteur de Champdeniers–Sainte-Ouenne, plus réduits dans la moitié occidentale de la feuille ;

B. Calcaires ponctués à rares silex du Bajocien supérieur, homogènes sur tout le versant aquitain du Massif vendéen.

Comme Cariou dans la notice de la feuille Saint-Maixent, nous indiquerons la signification des discontinuités majeures d'origine tectono-eustatique, argumentée par une étude régionale conduite selon la méthodologie appliquée en stratigraphie séquentielle et dont les résultats (Gonnin *et al.*, 1993) concordent avec ceux obtenus sur les séries équivalentes de Normandie par Rioult *et al.* (1991). Ces discontinuités délimitent les divers prismes sédimentaires d'une séquence de dépôt au sens de Vail *et al.* (1987), c'est-à-dire de bas niveau marin (BNM), de cortège transgressif (CT) et de haut niveau marin régressif (HNM).

Le secteur oriental est illustré par une coupe inédite levée à l'occasion des travaux de construction de l'autoroute Nantes-Niort (A83), immédiatement au Sud de Sainte-Ouenne, rive droite de l'Egray, sur la bordure nord de la feuille de Niort.

Unité A : Calcaires grisâtres à grain fin, glauconieux, en bancs décimétriques à pluridécimétriques (5,50 à 6 m) reposant sur la surface irrégulière de l'Aalénien (Dm), sommet de prisme de bas niveau. C'est la **Pierre nivre** de Welsch (1903b) dont les **Calcaires à pavés** niortais constituent un équivalent latéral *pro parte*. D'un point de vue biostratigraphique, il y a lacune de la Zone basale à Discites :

- 0,03 m en moyenne : lit de marnes brunes et nodules de calcaire argileux riches en oolites ferrugineuses, nombreuses bélemnites ;
- 0,17 m : calcaire gris à nombreuses oolites ferrugineuses renfermant d'assez rares *Witchellia* sp. et *Sonninia* sp. (biohorizons II à V, Zone à *Laeviuscula*) ainsi que quelques brachiopodes : *Loboidothyris ingens*, *Monsardithyris cortonensis* ;
- surface d'usure (Dm) : surface d'inondation maximale ;
- 3,50 m : succession de bancs décimétriques de calcaire gris, assez fin, dont la surface est irrégulière. Trois niveaux des lits marneux centimétriques verdâtres s'intercalent. Le tout premier banc renferme encore quelques oolites ferrugineuses. Plus haut, les gros silex à cortex épais deviennent abondants, en particulier dans les deux premiers mètres. *Emileia (Otoites)* sp. (VI, Sous-Zone à *Patella*, Zone à Propinquans) a été récolté à la base de cet ensemble ;
- 0,06 m : lit marno-calcaire grisâtre riche en bélemnites ;
- 0,35 m : calcaire fin grisâtre avec rares *Emileia* cf. *polyschides* (VII, Sous-Zone à *Patella*, Zone à Propinquans) ;
- 0,45 m : calcaire micritique gris à nombreux terriers verticaux avec *Stephanoceras (Skirroceras)* sp. et *Platystomites* sp. (VII, Sous-Zone à *Patella*, Zone à Propinquans) ;
- surface d'usure verdie (Dm, surface de transgression), recouverte d'un enduit glauconieux et surmontée d'un lit marneux verdâtre ;
- 0,10 à 0,30 m : calcaire conglomératique à nombreux nodules phosphatés et oolites blanchâtres de même nature. Faune benthique abondante, *Plagiostoma* sp., *Pleurotomaria* sp. et nombreuses ammonites : *Chondroceras grandiforme*, *Ch. orbignyanum*, *Oppelia subradiata*, *Stephanoceras* sp., *Poecilomorphus cycloides* (X, Sous-Zone à Romani, Zone à Humphriesianum) ;
- 0,05 m : niveau de marnes glauconieuses avec de nombreuses bélemnites, des brachiopodes (*Morrisithyris phillipsi*, *Acanthothiris costulata*, *Cymatorhynchia quadriplicata*) et quelques ammonites : *Stephanoceras* gr. *umbilicum*, *Phaulostephanus paululus* (XI, Sous-Zone à Humphriesianum, Zone à Humphriesianum) ;
- surface d'usure : surface d'inondation maximale ;
- environ 1,00 m : succession de quatre à cinq bancs de calcaire micrograveleux verdâtre, à grains glauconieux et nombreux spongiaires, avec *Teloceras acuticostatum* (XII, Sous-Zone à Blagdeni, Zone à Humphriesianum). Cet ensemble passe latéralement à de véritables biohermes à spongiaires en lentilles plurimétriques aplaties, au sommet souvent usé et taraudé (Dm, limite de séquence de dépôt). Ces bioconstructions présentent un plus grand développement vers le Sud-Est, dans la partie occidentale de la feuille de Saint-Maixent (Branger, 1989) ;

– 0,50 m : calcaire micritique beige, riche en glauconie. Cette assise s'amincit à l'aplomb des biohermes à spongiaires et elle est recoupée par une surface usée. Les fossiles, bivalves, gastéropodes, échinides, bélemnites et surtout ammonites, sont abondants et généralement parfaitement conservés. Les ammonites sont plus nombreuses dans la partie supérieure du banc où elles présentent fréquemment un début de phosphatisation. Une partie de la faune d'ammonites a été décrite par Gauthier *et al.* (2002). Elle comprend à la base de rares *Teloceras banksii* (Sous-Zone à Banksii, Zone à Niortense, Bajocien supérieur) et *Strenoceras niortense*, *S. bigoti*, *Orthogarantiana densicosta*, *O. haugi*, *Caumontisphinctes hennigi*, *C. inferior*, *Leptosphinctes leptus*, *L. davidsoni*, *L. (Cleistosphinctes) sp.*, *Cadomites homalogaster*, *C. multiseptatum*, *C. aff. stegeus*, *C. (Polyplectites) sp.*, *Spiroceras fourneti*, *Strigoceras sp.*, *Cadomoceras cadomense*, *Oppelia flexa*, *Lissoceras oolithicum*, *Sphaeroceras brongniarti* (Sous-Zone à Polygyralis, Zone à Niortense). Les nautilus y sont relativement fréquents (*Cenoceras obesum*, *C. clausum*, « *Cenoceras* » *impedens*, *Ophionutilus burtonensis*) ainsi que les brachiopodes (*Arcelinithyris arcelini*, *Lissajousithyris masticonensis*, *Sphaeroidothyris globisphaeroidalis*...);

– 0,20 m : lit conglomératique de calcaire argileux renfermant d'innombrables nodules correspondant à des encroûtements stromatolitiques formés le plus souvent autour de fossiles (ammonites) qui présentent de nombreux signes de réélaboration. *Garantiana althoffi*, *Microbajocisphinctes sp.*, *Spiroceras orbigny*, *S. annulatum*, *Sphaeroceras brongniarti* et *Parkinsonia acris* accompagnées de brachiopodes (*Linguithyris curviconcha*, *Cymatorhynchia garantiana*, *Zeilleria subbuiculenta*, *Acantorhynchia panacanthina*, *Sphenorhynchia plicatella*) indiquent le sommet de la Zone à Niortense (Sous-Zone à Baculata), la Zone à Garantiana (en particulier Sous-Zone à Garantiana) et la base de la Zone à Parkinsoni (Sous-Zone à Acris);

– surface d'usure (Dm) interprétée comme surface d'inondation maximale.

Unité B : calcaires à tubéroïdes (environ 10 m). Ils affleurent largement dans la tranchée de l'autoroute mais la succession n'a pas été étudiée dans le détail. Ces calcaires blancs peu fossilifères renferment de très nombreuses gravelles de couleur rouille, appelées tubéroïdes par Gaillard (1983), qui correspondent à des fragments millimétriques de spongiaires et à des agrégats ferruginisés formés autour des spicules de spongiaires. En forage ces tubéroïdes présentent une teinte gris foncé. La puissance des différents bancs augmente au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série. Généralement d'une cinquantaine de centimètres, ils peuvent atteindre un mètre

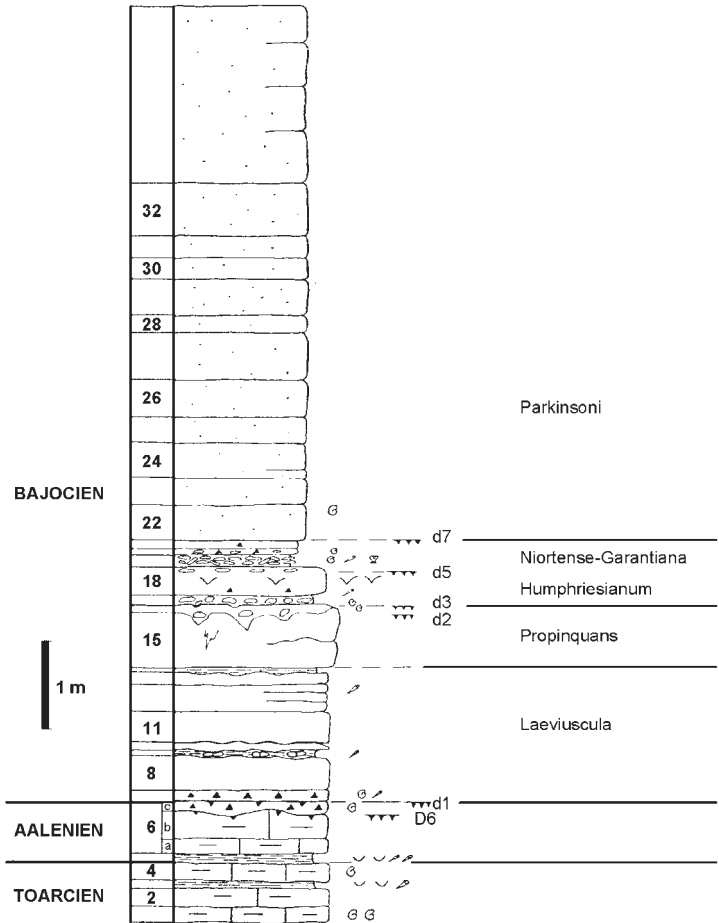


Fig. 18 - Le Bajocien de Champbertrand (Villiers-en-Plaine), par Branger (1989)

d'épaisseur, en particulier dans la partie terminale de l'étage. À la base de cet ensemble nous avons récolté *Cadomites (Polyplectites)* cf. *dorni*. Plus haut, de rares *Parkinsonia* sp. mal conservées indiquent la Zone à Parkinsoni. Une surface usée (Dm), sommet du prisme de bas niveau et surface de transgression de la formation sus-jacente, délimite le sommet des calcaires fins à tubéroïdes. Par le passé, les calcaires à tubéroïdes ont été activement exploités comme pierre de taille ou par les chaufourniers à Coulonges-sur-l'Autize et Foussais-Payré.

Afin de décrire les assises bajociennes plus réduites du secteur occidental, nous reprendrons la coupe présentée par Branger (1989) sous l'appellation « coupe de Champbertrand » (fig. 18). Cet affleurement, toujours visible, se situe dans la tranchée de la D744, rive gauche de l'Autize, entre les hameaux de Babillon et la Dent (la succession est quasiment identique à Chavagné (Saint-Hilaire-des-Loges) et à Coulonges-sur-l'Autize) :

- 0,10 m : calcaire argileux gris-beige à oolites ferrugineuses ayant livré *Sonninia* cf. *rudis* (biohorizon II, Sous-Zone à Ovalis, Zone à *Laeviuscula*) ;
- 0,40 m : calcaire gris clair, fin, légèrement argileux ;
- 0,05 m : niveau marneux avec miches calcaires et quelques bélemnites ;
- 0,10 m : calcaire gris plus foncé, fin et dur, dont la surface est ondulée ;
- 0,30 à 0,35 m : calcaire gris foncé à nombreux tests de lamelli-branches (*Entolium* sp.) ;
- 0,30 m : même calcaire en petits bancs noduleux et renfermant quelques bélemnites ;
- 0,15 m : banc noduleux de calcaire gris clair, à cassure irrégulière, montrant des sections de lamelli-branches ;
- 0,05 m : lit marneux ;
- 0,70 m : calcaire gris clair, fin, avec un peu de glauconie. La surface d'usure plane qui le surmonte est abondamment perforée. Celle-ci recoupe une autre surface d'usure qui présente un aspect beaucoup plus tourmenté et est imprégnée par une pellicule verte de glauconie. Les fossiles récoltés, partiellement réélaborés, indiquent la Sous-Zone à Patella, Zone à Propinquans : *Stephanoceras (Skirroceras)* sp., *Emileia polyschides*, *E. (Otoites)* sp. et *Sonninia patella* ;
- 0,10 m : marno-calcaire gris clair comblant les anfractuosités de l'assise sous-jacente et renfermant de très nombreux petits galets phosphatés (premier niveau à coprolithes de Sauzé et Baugier, 1857). *Chondroceras* sp. date la Sous-Zone à Romani, base de la Zone à *Humphriesianum* ;

- 0,33 m : calcaire argileux gris clair avec à la base des oolites phosphatées et de très nombreux spongiaires remaniés. Une importante surface d'usure (Dm) tronque cette assise ;
- 0,15 m : calcaire très argileux renfermant d'innombrables galets stromatolitiques aplatis et phosphatés (deuxième niveau à coprolithes de Sauzé et Baugier, 1857). Les ammonites y sont fréquentes, *Garantiana* sp., *Cadomites* sp., *Spiroceras* sp., *Strigoceras* sp., *Microbajocisphinctes* sp. et *Sphaeroceras brongniarti*, représentant les Zones à Niortense et à Garantiana ;
- 0,08 m : calcaire argileux gris clair à oolites et nodules phosphatés tronqué par une surface d'usure (Dm) ;
- 0,09 m : calcaire graveleux blanc à oolites phosphatées ;
- 6 m : une quinzaine de bancs de calcaire blanc à tubéroïdes constitue le sommet de cette première coupe. Le premier d'entre eux a livré *Cenoceras* sp. et *Parkinsonia* sp. (Zone à Parkinsoni).

Le toit de l'étage a pu être observé à une centaine de mètres vers le Sud, il se présente sous le même faciès calcaire à tubéroïdes et est recoupé par une surface usée (Dm).

j3Cs. **Calcaires à silex de Welsch (1903b) : calcaires ponctués à silex et spongiaires (Bathonien)**. La formation, riche en spongiaires, montre la succession suivante à partir de la base :

- 0,20 à 0,70 m : « **banc pourri** » des anciens auteurs, constitué par un à quatre bancs de calcaire argileux intercalés entre des couches de marnes verdâtres et pétris de fossiles phosphatés, notamment des ammonites : *Parkinsonia* cf. *dorni*, *P. fretensis*, *Morphoceras multiforme*, *M. (Ebrayiceras) pseudoanceps*, *Zigzagiceras zigzag*, *Z. crassizigzag*, *Lobosphinctes subprocerus*, *Oxycerites*, *Strigoceras*, associées à des bélemnites, gastéropodes, bivalves (*Pholadomya*) et nombreux brachiopodes (*Sphaeroidothyris sphaeroidalis*, *Ptyctothyris niortensis*, *Sphenorhynchia bugeysiaca*, *Cererithyris* aff. *bihinensis*...), bio-horizon II, Zone à Zigzag. La base du Bathonien est lacunaire (lacune de l'horizon I à Convergens, individualisé plus au Sud en Charente et sur la côte vendéenne = niveau à *Gonolkites* de Gabilly, 1964). Ce niveau repère correspond partout dans les bassins européens à un intervalle transgressif. Sur la carte il affleure notamment dans la vallée du ruisseau du Tail aux Alleuds, à l'Ouest de Sainte-Ouëne (0,70 m), dans la tranchée de la D744 sur la rive gauche de l'Autize (0,30 m) et dans l'angle sud-ouest de la feuille, à Denant où il n'est représenté que par une vingtaine de centimètres de marnes fossilifères. Welsch (1903b) l'a signalé au sommet de la carrière de Pilorges (Nord de Coulonges). On le retrouve également en haut de la carrière des fours à chaux de Foussais-Payré où il se présente sous un faciès beaucoup

plus carbonaté. En gammagraphie naturelle, le « banc pourri » se traduit par un pic très prononcé. Les calcaires qui le surmontent se présentent en bancs métriques, plus ou moins riches en spongiaires souvent remaniés, associés à d'autres formes benthiques (pectinidés, *Pleurotomaria*, brachiopodes), avec ou sans silex. Les assises suivantes présentent un faciès beaucoup plus monotone et sont souvent difficiles à dater avec précision en l'absence de faunes caractéristiques. Toutefois, à 5 km au Sud de la feuille, nous avons pu étudier les assises surmontant le « banc pourri » dans la tranchée de l'autoroute A83 près du lieu-dit Le Coteau, rive droite de la Sèvre-Niortaise, à la jonction entre les feuilles de Niort et de Saint-Maixent. De bas en haut, plusieurs ensembles lithologiques contenant des ammonites ont été distingués. Ils ont permis d'identifier les unités biostratigraphiques, dont nous complèterons brièvement le contenu par les espèces reconnues ailleurs régionalement, afin de donner un aperçu plus complet des successions fauniques :

– 7 m : calcaires avec spongiaires et nombreux silex dans la moitié inférieure : *Procerites schloenbachi*, *P. postpollubrum*, *Lobosphinctes phaulomorphus* (III), *Oxycerites yeovilensis*, *Asphinctites* (IV), *Procerites postpollubrum*, *Oecotraustes*, *Flabellothyris niedwiczki* (V), caractéristiques de la Zone à Aurigerus du Bathonien inférieur ;

– 3,15 m : calcaires à spongiaires sans silex, à ammonites plus fréquentes : *Cadomites orbignyi*, *Procerites progracilis*, *Bullatimorphites* aff. *ymir*, *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) (biohorizon VI), *Procerites* sp. aff. *magnificus*, *Oecotraustes formosus*, *Oxycerites*, *Holcothyris angulata* (VII), représentant la Zone à Progracilis, puis au sommet *Bullatimorphites* sp. (?VIII), *Procerites* cf. *imitator*, *Wagnericeras bathonicum*, *W.* cf. *fortecostatatum*, *Cadomites bremeri*, *Goniorhynchia pictaviensis* (IX) qui marquent la Zone à Bremeri ;

– niveau centimétrique de marnes vertes ;

– 2,45 à 2,60 m : calcaires à silex et spongiaires pouvant édifier des biohermes ;

– 3,50 m : calcaires à spongiaires, parfois constructeurs de petits biohermes, à silex dispersés : *Homoeoplanulites bugesiacus*, *H. acuticostatus*, *Choffatia praecursor*, *Bullatimorphites* gr. *sandovali*, *Oxycerites*, *Prohecticoceras* cf. *retrocostatum* (biohorizon Xa), *Hemigarantia julii*, *Bullatimorphites hannoveramus*, *Oxycerites oppeli*, *Homoeoplanulites*, (Xb) ;

– 0,50 m : calcaire fin sans silex à fréquentes ammonites : *Epistrenoceras histricoides*, *E.* (*Hemigarantia*) *julii*, *Oxycerites oppeli*, *Oecotraustes waageni*, *Eohecticoceras biflexuosum*, *Bullatimorphites hannoveranus* (XI) ;

– surface irrégulière d'usure (Dm).

Cette surface d'omission marque en général la fin du Bathonien comme c'est aussi le cas par ailleurs sur le Seuil du Poitou. Toutefois la récolte récente par P. Branger (inédit) de *Clydoniceras discus* sur la feuille Saint-Maixent conduit à abandonner l'idée jusqu'ici admise d'une lacune de la Zone à Discus.

j₄CP. Calcaire argileux de Pamproux (Cariou, in notice de Saint-Maixent) (Callovien inférieur) (6-7 m). L'édition à 1/80 000 de la carte géologique ne faisait pas apparaître le Callovien dans ce secteur. Nous l'avons reconnu à Faye-sur-Ardin, dans un fossé creusé à proximité de la coopérative agricole. Il affleure beaucoup plus largement aux environs de Bretet, sur la rive gauche de l'Autize. Ce sont des calcaires argileux, ici en bancs décimétriques, ponctués de pyrite oxydée et comportant des joints marneux pluricentimétriques. Ils contiennent fréquemment des microfilaments d'origine planctonique et des petits foraminifères lagenidés et renferment une riche faune de mollusques benthiques et nectoniques. Parmi ces derniers, dominent les ammonites, remarquablement conservées et présentes dans tous les bancs. Surmontant la surface d'omission fini-bathonienne, la succession callovienne, largement incomplète, est la suivante :

– environ 0,20 m : dalle calcaire à oolites phosphatées et nombreux *Homoeoplanulites subbackeriae*, *Macrocephalites verus*, *Bullatimorphites bullatus* (biohorizon I, Zone à Bullatus) ;

– 5 à 6 m : alternance de bancs calcaires argileux et de marnes claires avec *Homoeoplanulites* sp., *Hecticoceras* sp., *Macrocephalites* sp., *Rehmania* sp. et *Dorsoplicathyris dorsoplicata* (II et III, base de la Zone à Gracilis).

CÉNOZOÏQUE

Altérites et silcrêtes

Les altérites rapportées au Tertiaire (Éocène probable) sont principalement développées au Sud de Secondigny et sur les buttes témoins jurassiques. L'altération affecte à la fois le socle micaschisteux essentiellement sous la forme d'isaltérites et le Jurassique sous la forme d'allotérites (argiles à silex). Ces altérites définissent une surface qui prend en biseau les assises du Dogger, de plus en plus anciennes vers le Nord-Est, et repose directement sur le socle au Sud de Secondigny. Dans ce secteur, l'ancienne argilière de la Genaudière permettait l'observation de minces lambeaux plienbachiens silicifiés intercalés entre les argiles à silex et le socle. La coupe aujourd'hui disparue était la suivante (fig. 16) :

- à la base, des micaschistes fins, à foliation N100°-50°N, modérément rubéfiés ;
- 0 à 0,3 m d'arkose grossière comblant des paléodépressions de ravinement du toit des micaschistes ;
- 2 à 3 m d'alternance décimétrique de calcaire gréseux, grès calcaire fin et grès grossier à graviers quartzeux (2-5 mm). Ces niveaux, riches en bélemnites et lamellibranches, montrent une sédimentation lenticulaire à figures de chenaux. Les bancs inférieurs viennent se biseauter contre des reliefs de la surface de discordance. L'ensemble est décalcifié et plus ou moins silicifié ;
- couverture d'argiles polyédriques rouges renfermant une quantité variable de graviers roulés de quartz issus de l'altération du Pliensbachien sous-jacent. Elles contiennent également des dalles silicifiées décimétriques de Pliensbachien, des éléments silicifiés rognonneux, enfin de nombreux pisolites de fer. Par endroits, la fraction grossière est peu importante et l'argile est presque pure.

En remontant vers le Nord, une faille met à l'affleurement les micaschistes, fortement rubéfiés, ameublés, mais à structure conservée (isaltérite). Un témoin résiduel d'argile sableuse à dalles liasiques silicifiées coiffe la butte à 236 m.

Cette coupe montre qu'au Sud de Secondigny : 1. le Pliensbachien marin ravine le socle hercynien décapé de ses éventuelles altérites antéliasiques ; 2. l'altération du socle s'explique par la surimposition de la surface d'altération post-jurassique sur la surface d'abrasion antéliasique.

ξ. Isaltérites des micaschistes de Soutiers (10 à 15 m).

L'altération qui affecte les micaschistes de Soutiers est particulièrement importante. Elle évolue depuis un stade proche de l'allotérite sur les points hauts à la roche modérément altérée lorsque l'incision du réseau hydrographique est importante. L'essentiel de l'altération est de type isaltérite (la texture et la structure micaschisteuse sont conservées). Elle se traduit surtout par la rubéfaction de la roche, sa perte de cohérence, et une argilisation poussée des constituants (biotite, feldspath). Ces altérites alimentent solifluxions et colluvions.

Aj, *AjFe*, *AjS*, *Ajl*. **Allotérites plus ou moins remaniées des dépôts jurassiques (jusqu'à 10-15 m).** Les plateaux jurassiques constituant la couverture calcaire du seuil du Poitou sont souvent recouverts par un résidu d'altération localement colluvionné. L'épaisseur de ces altérites atteint souvent 10 à 12 m sur le sommet des plateaux. Leur base représente une paléosurface d'altération recoupant

des assises de plus en plus anciennes du Sud vers le Nord où elles peuvent reposer directement sur le socle.

Le faciès commun (*Aj*) correspond aux argiles à silex des auteurs. Ces argiles sont riches en silex brisés à cassure patinée et en morceaux d'accidents siliceux issus des calcaires d'âge Bajocien à Bathonien comme en témoignent les rares fossiles silicifiés qui y ont été recueillis : lamellibranches, brachiopodes et ammonites. Ces éléments sont empâtés dans une matrice argileuse, localement plus ou moins silteuse à sableuse, de couleur rougeâtre. Lorsque les altérites n'ont pas été remaniées, on retrouve les silex intacts, disposés en cordons comme dans la série carbonatée originelle (Nord de Sainte-Ouëne). Une partie de ces argiles pourrait provenir des assises marneuses, aujourd'hui disparues, du Callovien et du Jurassique supérieur. Des ammonites pyriteuses du Callovien terminal ou de l'Oxfordien inférieur (*Peltomorphites* sp.) ont en effet été récoltées à la base des profils d'altération sur la feuille Saint-Maixent. Par endroits, le lessivage des argiles et des fines par ruissellement conduit à un enrichissement notable en débris silicifiés, qui forment des accumulations plus ou moins colluvionnées ayant l'aspect de grèzes.

En bordure du Massif vendéen, l'altération atteint le Pliensbachien qui est représenté dans les argiles rouges par une fraction sablo-graveleuse abondante ainsi que par des dalles et blocs de calcaires gréseux silicifiés (région de Secondigny (fig. 16) et de la Chapelle-Thireuil). Ce faciès sableux à Lias silicifié repose souvent directement sur le socle (*Aj*₃).

Localement, sur les parties hautes où affleurent les calcaires bajociens, bathoniens ou calloviens, les altérites s'enrichissent en pisolites d'oxydes de fer (*AjFe*) et s'appauvrissent en silex. Ces pisolites sont particulièrement abondants lorsque les altérites reposent directement sur le Toarcien.

Les argiles sableuses notées *AjS* proviennent du remaniement des altérites précédentes. Dans la région d'Allonne et au Nord de Mazières-en-Gâtine, elles reposent sur des isaltérites non sableuses à gros rognons de silex provenant de l'altération en place des calcaires du Dogger. Viennent ensuite des argiles sableuses à graviers parfois grossiers, incorporant de grands silex brisés à cassure patinée et localement des fragments d'encroûtements ferrugineux. La partie supérieure de ces profils résulte incontestablement du démantèlement de paléosols.

Silcrète : grès blanc de la forêt de Secondigny (Éocène probable)

Dans la Forêt de Secondigny, à la cote 233, on trouve des blocs plurimétriques d'un grès blanc constitué de petits grains de quartz anguleux et hétérométriques cimentés par de la silice. Il renferme des

niveaux à graviers de quartz roulés ou anguleux et de silex brisés (5 à 20 mm). Certains blocs présentent des tubulures qui évoquent des systèmes racinaires.

Âge des altérites et silicifications

Cette altération n'est pas datée avec précision, mais elle suppose un potentiel d'altération important pendant une période assez longue. Peut-être s'agit-il d'un phénomène polyphasé qui aurait débuté au cours de la phase d'émersion qu'a connue la région pendant le Crétacé inférieur. L'épisode principal se serait déroulé à l'Éocène si on considère que les grès de la forêt de Secondigny, reposant directement sur le socle et situés dans le prolongement de la paléosurface d'altération sont équivalents aux grès ladères d'Anjou et de Vendée.

Quaternaire

B. Formation limoneuse des plateaux. On réserve cette dénomination à la mince pellicule de limons argileux beiges qui recouvrent les formations du socle. Son épaisseur excède rarement 2 m. Le substratum schisteux sous-jacent est altéré sur une épaisseur variable, mais rarement supérieure à 1 m (schiste friable de teinte ocre).

S, C, S-C. Solifluxions, colluvions et faciès mixtes (quelques mètres). Il s'agit de formations meubles mises en place sur les versants par glissement en masse des altérites du socle ou du Jurassique lors des épisodes froids du Quaternaire. On les rencontre préférentiellement sur le versant nord du plateau d'Allonne où elles sont à dominante argilo-limoneuse et renferment, selon les terrains dont elles sont issues, une fraction sableuse, des silex, des dalles de Lias silicifiées ou des quartz filoniens. Elles sont partiellement remaniées sous forme de colluvions de pente (S-C).

F-C. Colluvions de fonds de vallées (Tardiglaciaire à actuel ?) (quelques mètres). Ces dépôts mixtes comblent en général le fond des vallons et se raccordent au réseau fluvial récent ou d'âge Pléistocène supérieur. Ils sont essentiellement composés de matériel argilo-limoneux à débris polygéniques issus des terrains environnants.

G. Grèzes (Tardiglaciaire à actuel). Un placage de grèzes a été préservé au Sud-Est de Saint-Hilaire-des-Loges, sur le versant nord d'un méandre abandonné de l'Autize ; il est constitué de petits débris anguleux de Calcaires ponctués d'âge Bajocien, avec une matrice argilo-limoneuse. Cette formation, apparemment sans structure, semble résulter de la gélifraction des calcaires bajociens sous climat périglaciaire suivi d'un faible transport gravitaire sur la pente de la vallée.

Fx. Alluvions anciennes. De part et d'autre de la vallée de l'Autize, en aval d'Ardin et tout particulièrement entre Saint-Pompain et Saint-Hilaire-des-Loges, une formation sableuse à graviers et galets décimétriques de quartz constitue d'importants placages recouvrant la bordure du plateau jurassique au-dessus de la cote 50 m. Ces alluvions anciennes, situées à une trentaine de mètres au-dessus du niveau actuel de la vallée, représentent une ancienne terrasse de l'Autize.

On retrouve une terrasse équivalente dans la vallée de la Vendée, entre Barge et le Lion-d'Or. Les alluvions anciennes se situent au-dessus de 55 m d'altitude, donc à une dizaine de mètres au-dessus du replat alluvial moderne. Les éléments détritiques fluviaux sont contenus dans une matrice argileuse rougeâtre issue des altérites de dépôts jurassiques. Les galets sont constitués de roches du socle (quartz, quartzites blancs et rouges, ignimbrites, roche basique, phanites) et dans une moindre mesure d'éléments émoussés provenant du Jurassique (Lias silicifié, silex). Certains galets paléozoïques bien roulés paraissent hérités des conglomérats houillers, que la Vendée traverse en cluse à la Cité de Faymoreau.

Fz. Alluvions modernes. L'ensemble des vallées est occupé par une couche relativement mince d'alluvions fluviales argilo-limoneuses à sableuses, à éléments polygéniques de reprise des formations du socle et de la couverture (accidents siliceux des calcaires et calcaires silicifiés des profils d'altération). La proportion de ces derniers augmente graduellement vers l'aval.

En aval de Mortay, les alluvions de l'Autize sont constituées de sables et de graves. Leur épaisseur qui est inférieure à 2 m au Pont d'Ardin (587-6-2), atteint 8 m en aval du méandre abandonné des Boussières (587-5-85).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

LES ÉVÉNEMENTS ANTÉ-MÉSOZOÏQUES

La variété de structuration et de métamorphisme des terrains du socle s'explique par la juxtaposition « tardive » d'unités représentant différents niveaux de l'empilement orogénique dévono-carbonifère. Les schistes épimétamorphiques de l'unité de Chantonnay se trouvent ainsi en contact avec le terme le plus profond de la série métamorphique du Haut-Bocage, les micaschistes de Soutiers, qui appartiennent à la zone à sillimanite et ont subi un début de fusion anatectique. De la même façon, au sein de l'ensemble épimétamorphique, l'unité de Roc-Cervelle témoigne de conditions tectono-métamorphiques plus intenses que celles de Chantonnay et de Puyhardy.

Tous les terrains antécarbonifères, Givétien de la Villedé d'Ardin excepté, sont affectés d'une déformation synschisteuse polyphasée

plus ou moins intense selon les unités structurales. Les structures se rapportent à deux types de déformation (Bouton, 1990) :

- des déformations symmétamorphes D1, dont les caractéristiques géométriques et l'intensité diffèrent selon que l'on considère l'unité de Chantonay, les schistes du Bas-Bocage ou l'unité de Roc-Cervelle ;
- une déformation D2, postmétamorphe dans l'ensemble des formations épimétamorphiques, qui est induite par le fonctionnement de deux grands accidents dextres N125°E à N135°E, entre lesquels se développent des plis synschisteux en échelons N100°E à N110°E. Ces accidents sont ceux bordant le complexe de Mervent au Sud-Ouest, le long desquels le cisaillement se fait de manière ductile en domaine métamorphique mésozonal, et l'accident de Secondigny au Nord-Est (Bouton, 1990), qui représente une branche majeure du Cisaillement Sud-Armoricain dans le Massif vendéen.

Les événements tangentiels symmétamorphes

• *Microstructures et régime de déformation*

Ces schistosités ou foliations dont l'attitude initiale paraît avoir été horizontale, portent une linéation d'étirement d'orientation assez étalée : N30°E dans l'unité de Roc-Cervelle, N65°E dans les micaschistes du Haut-Bocage de la région de Moncoutant (Poncet, 1993), N20°E et N90°E dans le Bas-Bocage en général (Burg, 1981 ; Chalet, 1985), enfin N100°E dans l'unité de Chantonay (si l'on exclut la réorientation due aux événements décrochants ultérieurs).

Nous n'avons pas localement d'élément qui permette d'en déterminer la cinématique. Ceci s'explique, pour l'unité de Roc-Cervelle, par la prédominance de la composante d'aplatissement et, pour l'unité de Chantonay, par l'importance de la phase plicative postérieure D2. Dans le Haut-Bocage, Poncet (1993) a identifié des critères indiquant que le cisaillement horizontal s'est effectué de l'WSW vers l'ENE. Cette vergence est antithétique de celle généralement admise en Vendée littorale et dans le Massif central où elle se produirait de l'Est vers l'Ouest ou de l'ESE vers l'WSW.

• *Éléments de datation*

Dans le Haut-Bocage et dans l'unité de Chantonay, un ensemble d'arguments concordants permet de placer la déformation D1 à la limite Dévonien moyen – Dévonien supérieur.

Dans l'unité de Chantonay, elle se produit entre la mise en place du complexe basaltique qui couronne le groupe de Réaumur, daté par une

faune connue du Praguien au Frasnien, et la sédimentation houillère qui débute au Namurien en remaniant les formations des unités de Roc-Cervelle, Puyhardy et Chantonnay déjà métamorphisées. Ceci permet de placer la phase D1 entre le Dévonien moyen et le Namurien. Le Givétien de la Villedé d'Ardin n'est pas affecté par cette déformation, ce qui pose plusieurs questions qui seront abordées plus loin.

Dans le Haut-Bocage, Poncet (1993) montre que la déformation D1, caractérisée notamment par une linéation N65°E, est pénécemporaine de la mise en place de la diorite quartzique de Moncoutant vers 375 Ma par comparaison avec celle du Tallud datée à 373 ⁺⁶/₋₁₁ Ma (U-Pb sur zircon, Cuney *et al.*, 1993a).

Dans le Bas-Bocage, les événements tangentiels sont plus récents, puisqu'ils affectent le Tournaisien fossilifère de Brétignolles-sur-Mer (Colchen et Poncet, 1987).

La tectonique dextre viséenne

Il s'agit d'une déformation omniprésente dans les terrains antécarbonifères, à l'exception du Givétien de la Villedé d'Ardin. Elle se caractérise par un plissement d'axe WNW-ESE subhorizontal dont l'ampleur est millimétrique à kilométrique. Elle n'est symmétamorphe que dans le complexe métamorphique les Essarts-Mervent, où elle entraîne notamment l'orthogneissification du métagranite de Mervent, ainsi que probablement le long de l'accident de Secondigny.

• **Accident de Secondigny**

Cette structure hercynienne majeure, qui sépare l'unité de Chantonnay du domaine Haut-Bocage, est restée longtemps ignorée. Ceci s'explique par le fait que dans les secteurs étudiés par Mathieu (1937), puis Wyns (1980), elle sépare des terrains peu différenciés du point de vue lithologique et métamorphique. Toutefois, entre les Gerbaudières et Saint-Pierre-du-Chemin (la Duchère, feuille Moncoutant), un étroit lambeau de micaschistes à grenat en souligne la trace. Sur la feuille Coulonges, elle assure le contact entre les micaschistes à sillimanite du Haut-Bocage et les terrains épimétamorphiques de l'unité de Chantonnay. L'accident est alors jalonné de cataclasites et d'ultramylonites noires, graphiteuses, silicifiées, d'aspect scoriacé, souvent minéralisées (pyrite). Ces roches très remarquables, dont certaines ont été confondues avec des phanites sur le 1/80 000, sont généralement récoltées en pierres volantes ; certains blocs dépassent plusieurs tonnes (les Gâts au Sud de Secondigny).

• **Déformation D2 post-schisteuse dans les unités de Chantonnay, Marillet, Roc-Cervelle et Puyhardy**

La schistosité S1 est affectée à toute échelle de plis P2 d'orientation moyenne N105°E à N135°E, associés à une schistosité de fracture ou de crénulation S2. Ces plis sont nettement déversés vers le Sud-Est dans l'unité de Marillet, plus légèrement dans celle de Puyhardy.

Dans l'unité de Chantonnay, la déformation D2 comporte une composante de décrochement dextre attestée par des plans de cisaillement dextres (fig. 4). À l'approche de l'accident de Secondigny, elle s'accompagne du développement d'accidents longitudinaux N115°E résultant du plissement hétérogène avec déformation de flancs d'une série lithologique à fort contraste de ductilité (écailles du Beugnon).

• **Déformation ductile le long de la structure les Essarts–Mervent**

L'augmentation de la déformation et du métamorphisme associé à l'approche du complexe métamorphique a été décrite sur la coupe des Rouillères par Bouton (1990) et confirmée par Meidom (1991) sur d'autres sections nord-occidentales. Son expression la plus nette est le passage de plis isopaques ouverts à des plis isoclinaux hétéropaques, ainsi que d'une schistosité de fracture à une schistosité de flux en équilibre avec la biotite. De plus, la formation de Roc-Cervelle montre des plis P2 en fourreau immédiatement au Nord-Est de son contact faillé avec le métagranite de Mervent (la Saucelière, fig. 8).

Les orthogneiss de Mervent et Chavagné présentent des structures de cisaillement de type S-C (S : 130°E ; C dextre : N145°E) accompagnées d'une linéation minérale et d'étirement qui indiquent qu'ils ont été déformés par un décrochement dextre NW-SE (fig. 9). Les mêmes structures sont reconnues dans les gneiss de l'unité méridionale, où apparaissent en outre des cisaillements conjugués senestres N60°E à N90°E. La déformation y est de type déformation plane ou constrictive. La direction de compression ayant induit le fonctionnement décrochant est estimée à N20°E.

• **Éléments de datation**

Les éléments de calage disponibles sur la feuille Coulonges sont identiques à ceux de la déformation D1, c'est-à-dire que la déformation D2 est postérieure au Dévonien moyen de l'unité de Chantonnay et antérieure à la sédimentation namuro-stéphanienne du bassin de Vouvant. De plus, elle succède à la déformation synmétamorphe D1 dont elle réoriente parfois énergiquement les structures. Le granite de l'Ortay (feuille Montaigu) renseigne à la fois sur la cinématique et sur

l'âge de la déformation D2. Sa forme en cornue implique que sa mise en place est contemporaine d'un jeu dextre de l'accident de Secondigny contre lequel il vient se biseauter. Sa datation à 350 ± 11 Ma (âge possible de l'anatexie calculé sur monozircon par Guerrot, BRGM, 1997) permet d'attribuer au début du Viséen le fonctionnement dextre de cette branche du Cisaillement sud-armoricain.

La structuration tardi-hercynienne

• *Dans le Givétien de la Villedé d'Ardin et le Houiller*

Les sédiments houillers sont énergiquement structurés par des plis cartographiques, des failles et des décrochements tardifs généralement dextres. Cette structuration comporte deux étapes consécutives qui s'intègrent dans un même processus. La dissymétrie des plissements affectant les dépôts carbonifères et leur microfracturation mettent en évidence une déformation par cisaillement dextre induite par une direction de compression horizontale comprise entre NW-SE et N-S (Renault, 1984 ; Bouton, 1990).

Le Givétien forme une étroite bande accolée à l'extrémité du bassin carbonifère. Sa stratification subverticale est orientée NW-SE. Dans la vallée du Saumort, les terrains dévoniens sont disposés en plusieurs compartiments rigides basculés autour d'un axe N115°E-30°NW, comparable à l'axe de plissement affectant les terrains houillers. La structuration du Dévonien paraît donc indissociable de celle du Carbonifère.

Déformation interne du bassin houiller. Les plissements ne sont conservés que dans le compartiment de Faymoreau, où les recherches houillères les ont très tôt mis en évidence. Leur orientation, approximativement N110°E-20°WNW, est identique pour le Namurien et le Stéphanien. Le plongement axial est variable : il passe de 10° à 60°WNW pour l'anticlinal de Bernard et est estimé à 45°WNW pour le synclinal de la Verrerie. On observe toutefois un contraste de style tectonique entre la cuvette synclinale de la Verrerie et le synclinal à charnière faillée du Namurien de Saint-Laurs dont les deux flancs se parallélisent en profondeur (Bergeron, 1910 ; Mathieu, 1937). La déformation plicative est interrompue à l'Ouest par le décrochement de Puy-de-Serre et fait place à un dispositif monoclinale vers le NNE. Le bassin houiller apparaît donc comme un étroit graben pincé et faillé en profondeur, qui s'évaserait vers la surface. Le Givétien et le Namurien s'inscrivent à la terminaison périsinglinale sud-orientale de ce dispositif dont on ne connaît pas de prolongement au-delà du Saumort.

Des accidents bordiers N110°E mettent en contact le Houiller et les terrains adjacents. Ces failles sont jalonnées de lambeaux tectoniques. On en trouve deux le long de l'accident bordier septentrional (Nord de Faymoreau), l'un formé de siltstones noduleux de l'unité de Puyhardy, l'autre de conglomérats houillers rouges, appartenant soit à la base du Namurien, soit à celle du Stéphanien.

Sur la bordure sud, l'exploitation du puits Saint-Laurent aurait rencontré un calcaire coquillier (cité par Mathieu, 1937) dans la même position structurale que le Givétien de Périgny. L'attitude en profondeur de ces failles est mal connue. On peut cependant supposer que leur pendage est subvertical. On n'observe pas de déformation notable des terrains contigus de sorte que leur fonctionnement doit être considéré comme essentiellement cassant.

Décrochements dextres tardifs. Les décrochements dextres de Puy-de-Serre (N125°E) et de Saint-Laurs (N150°E) découpent le bassin houiller en trois compartiments. Ils s'accompagnent de petits accidents conjugués senestres, comme à l'Est des Dorderies. Le jeu dextre relativement souple du décrochement de Saint-Laurs entraîne l'inflexion et le décalage des accidents bordiers du bassin, la virgation de ses structures internes (plis cartographiques et accident central de Saint-Laurs), mais aussi de la schistosité des terrains encaissants.

• ***Accident Chantonay–la Saucelière***

Le couloir cataclastique qui sépare l'unité de Roc-Cervelle de l'orthogneiss de Mervent–Chavagné à la Saucelière et Serzay et qui tronque le bassin de Vouvant à l'Ouest (Cezais, feuille Fontenay), est le prolongement de l'accident houiller de Chantonay. Cette grande faille est jalonnée de lambeaux carbonifères sur plus d'une centaine de kilomètres, depuis Saint-Marc-de-Coutais (Loire-Atlantique) jusqu'à Chantonay. Elle a rejoué postérieurement au Jurassique dont elle affaisse les assises au Nord-Est de la Saucelière.

• ***Autres structures cartographiques tardi-hercyniennes***

La carte démontre l'importance des décrochements dextres N140°E à N155°E dans la structuration tardive du socle. Sans en faire la description exhaustive, on notera les plus importants, avec du Nord-Est au Sud-Ouest :

- les décrochements de la Fazillière et du Retail, qui décalent de plus de deux kilomètres les ignimbrites de la Châtaigneraie et les mettent en contact au Sud-Est du Retail avec le groupe de Réaumur ;
- le décrochement de la Véquière ;
- les décrochements de Saint-Laurs et de Puy-de-Serre, décrits plus haut, dont le jeu est respectivement de 1,5 et 2 km ;
- le décrochement de Saint-Hilaire-des-Loges, qui décale le métagranite de Mervent de plus d'un kilomètre.

Ces failles s'accompagnent d'accidents conjugués senestres de moindre ampleur dont le plus bel exemple est le décrochement N60°E du Busseau qui décroche de quelques centaines de mètres un filon rhyolitique et la bordure sud-ouest des ignimbrites.

• *Phénomènes plicatifs mineurs*

On attribue à la compression tardihercynienne les *kink-bands* et fractures associées qui déforment l'ensemble des structures antérieures. Dans l'unité de Chantonay, l'axe des *kink-bands* est subvertical et les fractures sont perpendiculaires à la schistosité S1-2. Dans l'unité de Roc-Cervelle les axes de plongement variable se répartissent en deux familles de direction N170°E et N35°E. Ils s'accompagnent de fractures subverticales.

LA TECTONIQUE CASSANTE CÉNOZOÏQUE

La cartographie fine des assises du Lias met en évidence de nombreuses fractures dont certaines figurent déjà sur les feuilles 1/80 000. Les décalages observés, parfois inférieurs à la dizaine de mètres, semblent uniquement verticaux dans la mesure où l'on ne dispose pas de marqueur pour d'éventuelles composantes horizontales.

La direction principale des accidents cartographiques est N125°E. Une deuxième famille est orientée N150°E, comme à l'Est de Saint-Hilaire-des-Loges. Enfin des failles NE-SW de décalage moindre sont reconnues près d'Allonne. Il est important de noter que ces différents accidents affectent très fréquemment les altérites du Jurassique (argiles rouges à silice). Ceci est particulièrement net dans le secteur de la Chapelle-Thireuil et de Champdeniers : le socle relevé ne présente pas d'altération notable, alors que l'épaisseur des altérites dans le compartiment abaissé peut dépasser la quinzaine de mètres (nouvelle laiterie de la Chapelle-Thireuil).

Les fractures de la couverture portent l'héritage des structures hercyniennes, en premier lieu par leur orientation, et de manière moins systématique par leur localisation. L'héritage directionnel est particulièrement évident (Welsch, 1903c ; Mathieu, 1937 ; Mathieu, 1942), au point que les failles post-jurassiques accompagnent la virgation des structures du socle dans la partie orientale de la feuille. Cependant, les mouvements verticaux tertiaires ne se localisent pas exclusivement au droit de failles hercyniennes. Si les décrochements dextres N125°E de la Saucelière et N150°E de Saint-Hilaire-des-Loges jouent effectivement, l'accident majeur de Secondigny est cacheté par la couverture (ce qui n'est plus valable sur la feuille Chantonay, où il s'accompagne d'un décalage vertical d'environ 130 m ; cf. faille de Pouzauges, Wyls *et al.*, 1988). Au contraire, de nombreuses failles

tertiaires semblent issues du rejeu de structures anciennes anodines (Foussais-Payré, la Chapelle-Thireuil, Champdeniers).

La microfracturation des calcaires jurassiques n'a pas fait l'objet d'une étude spécifique sur la feuille. La faille de Chavagné, au Nord de Saint-Pompain s'accompagne du basculement des couches jurassiques et de brèches minéralisées. Les études microtectoniques menées sur les feuilles Mazières-en-Gâtine et Saint-Maixent-l'École établissent la succession suivante (Burbaud-Vergneaud, 1987 ; Bouton *et al.*, 1992a) :

- compression subméridienne, rapportée à l'Éocène, marquée par des stylolites N-S subhorizontaux et par des décrochements conjugués N00°E à N35°E senestres et N150°E à N170°E dextres. Son antériorité par rapport à la phase distensive du graben de Saint-Maixent est bien établie ;
- extension NNE-SSW oligocène, déduite du jeu en faille normale de fractures de direction N80°E à N150°E. Cet épisode, le mieux exprimé régionalement, est responsable de l'individualisation du graben de Saint-Maixent au début de l'Oligocène (calcaire lacustre rupélien) ;
- compression E-W (cf. fini-Miocène), peu représentée, caractérisée par des décrochements conjugués N10°E à N85°E dextres et N105°E à N135°E senestres ;
- compression NW-SE (cf. Pliocène à actuel), clairement exprimée, qui se traduit par des décrochements N00°E à N45°E senestres et N60°E à N135°E dextres.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTIONS DES DIFFÉRENTS DOMAINES JUSQU'AU DÉVONIEN MOYEN

Avant le Namurien, marqué par le début de la sédimentation houillère dans le bassin de Vouvant, les différents domaines actuellement juxtaposés de la feuille Coulonges ont connu des histoires probablement très différentes. Les événements enregistrés par telle unité ne sont pas forcément transposables à sa voisine qui pouvait se situer alors à plusieurs centaines de kilomètres de distance ou à un niveau structural bien différent. Il apparaît donc plus judicieux de traiter de manière autonome l'évolution des différents domaines, quitte à discuter, lorsqu'il y a lieu, les possibles corrélations entre eux.

• **La série sédimentaire du Haut-Bocage vendéen. La question du Néoprotérozoïque**

Sur la sixième édition de la carte géologique de la France (Chantraine *et al.*, 2003), les micaschistes du Haut-Bocage vendéen

figurent dans le Néoprotérozoïque (Briovérien). Cet âge est argumenté par le fait que l'intrusion du granite de Pouzauges à l'Ordovicien (isochrone Rb-Sr sur roches totales à 483 ± 22 Ma, Wyns et Le Métour, 1983), scellerait une déformation synschisteuse antérieure (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1988). Cette interprétation est mise en cause au profit d'un âge Cambrien *s.l.* par Bouton *et al.* (1992b) et Poncet (1993) à partir d'arguments lithostratigraphiques et structuraux (similitude de faciès des métasédiments du Haut-Bocage avec le Cambrien supposé de l'Unité de Chantonay, contemporanéité de la déformation synmétamorphe majeure et de la mise en place de la diorite de Moncoutant vers 370 Ma). Rolin *et al.* (2000) proposent également de placer les micaschistes du Haut-Bocage à la base de la série sédimentaire de l'Unité de Chantonay, dans un intervalle de temps correspondant au sommet du Protérozoïque et au Cambrien, donc compatible avec la datation isotopique du granite de Pouzauges. Cette hypothèse est confortée par l'âge Ordovicien inférieur du protolite des gneiss anatectiques de Montaigu, daté à 488 ± 12 Ma (âge U-Pb sur zircons, Guerrot, BRGM, 1997).

Autour des massifs de Pouzauges et de Moncoutant, les micaschistes du Haut-Bocage sont peu recristallisés et leur caractère détritique est bien préservé (forme et composition des clastes, stratification, grano-classement). La série y est de type grauwacko-pélimitique avec un caractère tufacé marqué.

Les micaschistes de la feuille Coulonges, séparés des précédents par le massif de Neuvy-Bouin, ont connu une évolution métamorphique plus poussée puisqu'ils ont franchi l'isograde de la sillimanite. Ils proviennent également d'une série détritique hétérogène à caractère mixte grauwacko-pélimitique et à intercalations volcaniques basiques (passées amphibolitiques).

• **Le Domaine central vendéen**

Dans l'unité de Chantonay, la formation du Bourgneuf (Cambrien présumé) enregistre une sédimentation terrigène à caractère turbiditique, alimentée en continu par des produits volcaniques et volcanoclastiques acides et basiques. La subsidence est importante quoique difficilement quantifiable ($> 1\ 000$ m ?). Le membre du Fougeroux (ou de Sigournais), connu uniquement sur la bordure sud-ouest du synclinorium et qui débute par des conglomérats polygéniques, pourrait traduire un déplacement de l'aire de sédimentation vers le Sud-Ouest corrélativement à une émergence de la partie nord-orientale. Les manifestations hypovolcaniques doléritiques et rhyolitiques de la formation du Bourgneuf s'apparentent aux séries tholéitiques intra-contininentales (Thiéblemont, 1987). Elles témoigneraient d'un phénomène distensif anorogénique également enregistré dans le Choletais (Thiéblemont *et al.*, 2001).

La formation du Bourgneuf est couronnée par un important épisode volcanique, les ignimbrites de la Châtaigneraie, dont le caractère pyroclastique implique une émergence. L'émission (et/ou la conservation ?) de ces pyroclastites semble liée à une fracturation N110°E en distension. Deux datations géochronologiques situent ce volcanisme entre le sommet du Cambrien et la base de l'Arénig (485 ± 14 Ma et 470 ± 11 Ma).

Le quartzite de la Châtaigneraie, assimilé au Grès armoricain en raison de son faciès mais sans confirmation paléontologique, instaure une sédimentation de plate-forme siliclastique stable et peu profonde. Il est transgressif sur la formation du Bourgneuf et les ignimbrites qu'il remanie à sa base. Ses quartzarénites blanches témoignent d'une grande maturation du matériel sédimentaire.

Le quartzite de la Châtaigneraie passe en continuité à des siltites gréseuses sombres auxquelles succèdent des phthanites à graptolites d'âge Caradoc-Silurien inférieur (Wyns, 1980). Cette sédimentation peu épaisse (100 m) traduit un approfondissement et s'accompagne d'une reprise du volcanisme dont atteste la fréquence des clastes d'origine rhyolitique.

La sédimentation marine silurienne se poursuit avec les pélites sombres à intercalations de calcaires et de grès. Les faunes récoltées indiquent un âge Dévonien moyen à supérieur (Wyns *et al.*, 1989b). Les faciès restent comparables à ceux de la base du groupe de Réaumur, mais le taux de sédimentation, donc la subsidence, s'accélère (10 à 15 m/Ma). La série se termine avec les épanchements basaltiques sous-marins de la Meilleraie et de la Gobinière. Rapportés à un magmatisme d'arrière-arc, ils impliquent le fonctionnement d'une zone de subduction dès le Dévonien moyen à supérieur (Thiéblemont, 1987).

• **Domaine Les Essarts – Mervent et unités associées : des dépôts témoignant de milieux paléogéographiques différents**

L'unité de Roc-Cervelle possède une nette affinité lithologique avec la formation du Bourgneuf (nature des clastes, mode de dépôt, filons doléritiques) et pour cette raison est supposée appartenir comme elle au Cambrien. Son dépôt a dû s'effectuer en domaine subsident dans un contexte de cône sous-marin alimenté par une activité volcanique contemporaine (Bouton, 1990).

En revanche, la **formation de Puyhardy**, datée du Cambrien supérieur par ses brachiopodes (genre *Billingsella*), atteste d'un environnement de plate-forme siliclastique stable, déposant des sédiments matures et quasiment dépourvus de matériel volcanique. Sa faune de brachiopodes, caractéristique de la marge nord-gondwanienne, est unique en France.

Le Givétien de la Villedé d'Ardin (400 m) montre une série marine peu profonde, d'abord gréseuse, puis carbonatée. Dès la « base » (son substratum originel n'est pas identifié), les apports détritiques sont très matures (conglomérats et grès quartzeux). Les grésocalcaires sus-jacents renferment une riche faune benthique (brachiopodes, trilobites), tandis que des restes de plantes attestent de la proximité d'un rivage. Ensuite le caractère carbonaté s'accroît et aboutit à l'installation d'un récif à stromatopores et polypiers protégé des apports siliclastiques. Cet environnement contraste avec celui de la partie supérieure du Groupe de Réaumur, dont le dépôt est à peu près contemporain (cf. *supra*). La maturité des sédiments clastiques, l'absence de manifestations volcaniques et la différence entre les associations faunistiques renforcent le contraste entre les deux formations et supposent qu'elles représentent des domaines sédimentaires initialement très éloignés. Le trilobite *Dechenella*, identifié à la Villedé d'Ardin, est un genre d'affinité rhéno-hercynienne qui caractérise la marge récifale bordant le continent des Vieux Grès Rouges où il est souvent associé aux stringocéphales.

• **Domaine du Bas-Bocage vendéen**

Les schistes de Chassenon témoignent d'une sédimentation Paléozoïque inférieure à moyen influencée par le volcanisme.

• **Plutonismes ordoviciens de Pouzauges, Mervent et l'Angle**

On sait peu de chose du contexte géodynamique qui a gouverné la mise en place du granite de Pouzauges dans les micaschistes du Haut-Bocage et du métagranite de Mervent dans l'unité de Roc-Cervelle. Le premier a été daté à 483 ± 22 Ma (isochrone Rb-Sr sur roches totales ; Wyns et Le Métour, 1983), puis 456 ± 4 Ma (U-Pb sur zircons ; Bertrand *et al.*, 2001), le second à $486 \pm 15/-11$ Ma (âge U-Pb, Diot *et al.*, inédit). Malgré l'absence de données géochronologiques, on rapporte également à ce magmatisme l'orthogneiss de l'Angle, qui appartient à l'unité de Saint-Martin-des-Noyers.

LES ÉVÉNEMENTS HERCINIENS

L'orogénèse hercynienne en Vendée et Limousin débute probablement vers 385 Ma (Dévonien moyen) et se poursuit jusqu'au Stéphanien. Ses caractéristiques géotectoniques sont discutées tant en ce qui concerne les mécanismes géodynamiques et leur géométrie globale (collision intracontinentale, subduction océanique vers le Sud ou vers le Nord-Est, puis collision), que leur chronologie. La sédimentation houillère, qui à partir du Namurien scelle l'évolution

métamorphique du Domaine Central Vendéen et du Domaine Les Essarts–Mervent, constitue cependant un jalon chronologique bien identifié.

Les événements anté-namuriens

• *Haut-Bocage vendéen : déformation, métamorphisme et magmatismes*

Les événements hercyniens débutent dans le Haut-Bocage vendéen au Dévonien moyen-supérieur. Ils associent déformation, anatexie (migmatites des Herbiers) et plutonisme tonalitique calco-alkalin. La déformation et le métamorphisme des micaschistes de Soutiers, où la fusion partielle est localement atteinte, sont considérés par Poncet (1993) comme contemporains de la mise en place vers 375 Ma des diorites quartzites de type Moncutant (celle du Tallud est datée à 373^{+6}_{-11} Ma par U-Pb sur zircon, Cuney *et al.*, 1993a). À l'écart de l'accident de Secondigny, la déformation présente un caractère tangentiel à vergence vers l'ENE (Poncet, 1993).

Le Viséen voit la mise en place du monzogranite de Largeasse (340 ± 4 Ma, U-Pb sur zircons, Cuney *et al.*, 1993b), tardivement intrudé par le granite de Pougne-Hérisson. Ce dernier appartient à un magmatisme peralumineux leucogranitique bien représenté dans le Haut-Bocage et dont les rapports isotopiques initiaux indiquent une origine crustale (Cuney *et al.*, 2001).

• *Déformations tangentielles synmétamorphes du Domaine central vendéen, du domaine Les Essarts–Mervent et du domaine du Bas-Bocage*

Les déformations à caractère tangentiel identifiées dans ces différents domaines ne sont pas nécessairement synchrones. La linéation d'étirement présente d'ailleurs une orientation spécifique à chacun des ensembles : NNE-SSW à E-W dans l'unité de Chantonnay, N30°E dans celle de Roc-Cervelle, N20°E et N90°E dans le Bas-Bocage. Elles ont pour trait commun d'être développées dans le faciès des Schistes verts.

Dans l'unité de Chantonnay, la déformation D1 se situe entre le Dévonien moyen à supérieur du groupe de Réaumur et avant la déformation D2, contemporaine de la mise en place du granite de l'Ortay daté à 350 ± 11 Ma (feuille Montaigu, âge possible de l'anatexie calculé sur monozircon ; Guerrot, BRGM, 1997).

Dans le Bas-Bocage, elle est aujourd'hui considérée comme viséenne (Colchen et Poncet, 1989 ; Goujou, 1991 ; Colchen et Rolin, 2001), suite à la découverte de Tournaisien marin déformé en Vendée

littorale (Comble *et al.*, 1985). Toutefois la foliation synmétamorphe des schistes de Chassenon est nettement antérieure à la déformation D2 également rapportée au Viséen.

• **Déformation décrochante viséenne**

Le jeu dextre de l'accident de Secondigny et du complexe de Mervent induit dans l'espace intermédiaire des plis en échelon N105°E associés à une schistosité subverticale. Le long du complexe de Mervent et à son abord septentrional, l'orthogneissification en régime dextre affecte le métagranite ordovicien de Mervent et le granite à biotite de Bazoges-en-Pareds, d'âge Viséen probable. Sur la bordure septentrionale du Domaine central vendéen, le jeu décrochant de l'accident de Secondigny confère au granite viséen de l'Ortay une forme en cornue (Godard *et al.*, à paraître).

• **Phénomènes tectoniques gravitaires dans la zone de contact entre le Domaine central vendéen et le domaine Les Essarts-Mervent**

La feuille Coulonges enregistre une succession d'événements structuraux qui prennent un tour très particulier dans la zone comprise entre l'unité de Chantonay et l'axe métamorphique de Mervent. Il semble en effet qu'avant de se transformer en bassin de sédimentation intracontinental au Namurien, ce secteur a dû servir de réceptacle tectonique à deux unités à cachet paléogéographique « exotique » : le Cambrien de Puyhardy (Cambrien supérieur) et le Givétien de la Villedé d'Ardin (Bouton, 1990).

La mise en place de l'unité de Puyhardy ne paraît pas contemporaine de celle du Givétien de la Villedé d'Ardin, puisque la déformation plicative viséenne D2 n'affecte pas cette dernière.

Quant à l'unité de la Villedé d'Ardin, son allochtonie probable évoque celle des olistolithes également givétiens de la bordure méridionale du bassin dinantien d'Ancenis (Dubreuil, 1986).

LA PÉRIODE HOUILLÈRE (NAMURIEN-STÉPHANIEN)

Magmatisme et déformation dans le Haut-Bocage vendéen

Au Carbonifère supérieur (entre -325 et -295 Ma) (IUGS, 2000), une intense activité magmatique affecte le Haut-Bocage vendéen. Durant cette période se mettent en place les massifs leucogranitiques de Mortagne-sur-Sèvre (313 ± 15 Ma ; Guineberteau, 1984), Parthenay et Ménigoute. Ces intrusions qui, du point de vue géotectonique appartiennent au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement » de Lagarde *et al.* (1992), caractérisent un magmatisme peralumineux

de type Limousin et présentent des rapports isotopiques initiaux ($0,705 < Sr_i < 0,715$) compatibles avec une origine crustale par fusion partielle faible de paragneiss ou d'orthogneiss peralumineux (Cuney *et al.*, 2001).

Ces massifs ont connu une histoire polyphasée significative de l'évolution tectono-métamorphique du Haut-Bocage vendéen au Carbonifère supérieur (Poncet, 1993 ; Rolin et Colchen, 2001) avec :

- à la limite Namurien-Westphalien (vers -315 Ma), mise en place et structuration à l'état visqueux d'un magma (leuco)granitique guidé par des accidents crustaux dextres de direction N100°E à N125°E, disposés en relais, en relation avec une direction de raccourcissement régional $Z = \pm$ NNW-SSE. Cette déformation se poursuit à l'état solide ;
- puis rotation horaire de la direction de raccourcissement régional et instauration d'un nouveau régime compressif avec $Z = \pm$ NE-SW qui se marque par la formation de couloirs de mylonitisation sub-verticaux N100°E en moyenne, à jeu senestre ;
- enfin, au Stéphanien (vers -295 Ma), la direction de raccourcissement régional ($Z =$ NNW-SSE à NW-SE) induit le rejeu fragile des accidents en décrochements dextres.

L'évolution houillère

Sédimentation

La sédimentation continentale du bassin de Vouvant témoigne du démantèlement de la chaîne hercynienne en surrection. Le bassin de Vouvant comprend deux cycles sédimentaires, le premier namurien, le second stéphanien (Mathieu, 1937). La lacune du Westphalien correspond probablement à un premier épisode de structuration puisque le Stéphanien repose en discordance angulaire sur les assises namuriennes (Mathieu, 1937). La puissance sédimentaire atteste d'une subsidence importante (700 m pour le Namurien et 1 300 m pour le Stéphanien).

Les deux cycles sédimentaires présentent de nombreux points communs. Ils débutent par des conglomérats rouges, immatures, dans lesquels l'écoulement gravitaire prédomine (coulées de débris de cône alluvial proximal). Ensuite la sédimentation prend un caractère nettement fluvial avec coexistence de dépôts grésos-conglomératiques de chenaux et de siltites de plaine d'inondation à paléosols et passées charbonneuses. Au départ, la sédimentation est surtout alimentée par l'érosion des unités épimétamorphiques entourant actuellement le bassin houiller : unités de Roc-Cervelle et de Puyhardy. Ces bordures sont soumises à une altération hydrolysante comme l'indiquent la

rubéfaction (héritée) du liant argilo-gréseux et la corrosion supergène de certains galets de quartz. L'aire d'alimentation s'élargit dans la partie supérieure du cycle sédimentaire, où apparaissent à la fois des phtanites et des ignimbrites issues de l'unité de Chantonney, ainsi que des gneiss provenant du domaine Les Essarts–Mervent. Ces derniers ne sont toutefois pas aussi fréquents qu'au Nord-Ouest de Chantonney où le Houiller est accolé à la structure métamorphique.

Contexte géodynamique des bassins houillers

Le bassin de Vouvant constitue l'extrémité sud-orientale d'un chapelet de bassins carbonifères connus de Saint-Marc-de-Coutais à Saint-Laurs. Entre Saint-Marc-de-Coutais et Cezais, il s'agit d'étroits lambeaux datés du Westphalien supérieur et du Stéphanien (Mathieu, 1937) jalonnant la faille NW-SE de Chantonney. Cette dernière longe peu ou prou le complexe métamorphique les Essarts–Mervent jusqu'à Chantonney, avant de s'en écarter au Sud-Est. À partir de Cezais, les sédiments houillers déterminent un bassin unique N105°E, où est conservée une série beaucoup plus complète et plus épaisse. Il est actuellement admis que la sédimentation houillère s'est effectuée le long d'une discontinuité majeure. Nous avons vu que celle-ci a dû fonctionner dès avant le Namurien en piégeant l'unité de Puyhardy, puis le Givétien de la Villedé d'Ardin. De la même façon, elle permet l'individualisation du réceptacle sédimentaire carbonifère. L'instabilité tectonique perdure au cours du Carbonifère comme l'indiquent l'importance de la subsidence (2 000 m d'épaisseurs cumulées), le caractère gravitaire des dépôts de début de cycle qui suppose des bordures encaissées et réactivées par la tectonique, enfin la discordance angulaire entre les deux cycles. Le champ de contrainte durant cette période est difficilement déterminable. Bouton (1990) lie la genèse du bassin houiller de Vouvant au fonctionnement en transtension de l'accident N105°E entre deux décrochements majeurs dextres qui seraient l'accident de Chantonney d'une part, l'accident de Secondigny d'autre part, la direction de compression étant NW-SE. Cependant, la succession des jeux dextres et senestres dans le Haut-Bocage montre que la direction de raccourcissement a varié durant cette période (*cf. supra*). Il n'est pas exclu que l'interruption de la sédimentation houillère au Westphalien soit en relation avec l'épisode de raccourcissement NE-SW qui intervient entre les deux périodes de compression NW-SE.

Structuration tardi-stéphanienne

Dans le bassin de Vouvant, cette phase est responsable dans un premier temps du plissement interne du bassin, selon des plis N110°E dissymétriques, pincés et faillés en profondeur. La structuration se

termine avec le jeu en dextre des décrochements NW-SE de Chantonay, Puy-de-Serre et Saint-Laurs qui donnent au bassin houiller son aspect actuel. Ces décrochements s'accompagnent de la virgation des plis internes. Ces deux épisodes consécutifs se produisent dans un système de transpression induit par une direction de raccourcissement NW-SE à NNW-SSE (Bouton, 1990).

Les accidents dextres cartographiques s'expriment également dans les terrains épimétamorphiques, en particulier dans l'unité de Chantonay. Les kink-bands tardifs sont l'expression mésotectonique de cette phase ultime.

On peut enfin mettre en relation ces décrochements N150°E avec le fonctionnement de l'accident N155°E dextre de Parthenay dont le tracé recoupe l'accident de Secondigny et qui serait responsable de l'inflexion vers le Sud des structures D2 de l'unité de Chantonay dans la partie orientale de la feuille.

LE JURASSIQUE

Cette synthèse reprend en partie celle rédigée par E. Cariou pour la notice de la feuille de Saint-Maixent.

La carte appartient au versant aquitain du Massif vendéen. Jusqu'au Bathonien inclus, l'ensemble du seuil constitue une aire de grande stabilité tectonique, faiblement subsidente, ainsi qu'en témoignent l'uniformité relative et l'épaisseur modeste des formations. Il en découle que les variations de l'espace disponible à la sédimentation, au moins jusqu'au Dogger, sont essentiellement contrôlées à l'échelle du 3^e ordre et sur le plus long terme, par les oscillations du niveau marin d'origine eustatique. Sur la feuille Coulonges, il n'a pas été constaté d'influence de la tectonique sur la sédimentation contrairement à ce qui est décrit par ailleurs (Gabilly *et al.*, 1997).

L'épisode continental du Lias inférieur

Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Trias, c'est-à-dire environ 40 Ma. Sur l'axe en relief du seuil du Poitou séparant le bassin de Paris du bassin d'Aquitaine, aucun dépôt triasique n'a été identifié à ce jour. D'une manière générale, la surface posthercynienne n'est pas complètement pénéplanée. Il subsiste des reliefs résiduels, par exemple à l'Ouest, sur le pourtour du massif des Essarts-Mervent, et des dépressions où vont s'accumuler les premiers sédiments jurassiques d'origine continentale provenant de l'érosion des

reliefs hercyniens. Leur altération se traduit par la production d'illite, de kaolinite et par la destruction d'une partie des feldspaths. Les grains de quartz sont généralement peu usés, indiquant un transport peu important de type fluviatile. Ces sédiments renferment une flore dont l'association des espèces indiquerait un âge Hettangien inférieur (Carpentier, 1947-1949) et un climat de type intertropical (Balusseau, 1980).

Le retour de la mer au Lias inférieur et l'édification d'une première plate-forme carbonatée de milieu marin restreint

• Sédimentation et paléoenvironnements

Avec le *Calcaire jaune nankin*, la première communication marine s'établit plus à l'Est entre le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine, au niveau de la gouttière poitevine (Balusseau, 1980). Le socle hercynien arasé et décapé de la plus grande partie de ses profils d'altération constitue le substratum stable d'un système de lagunes qui s'étend depuis les Sables-d'Olonne jusqu'à la vallée de la Vienne (Bouton *et al.*, 2005). La sédimentation caractérise un milieu marin restreint avec des dépôts essentiellement carbonatés évoluant depuis la zone infratidale supérieure jusqu'à la zone supratidale.

Le retour de la mer s'effectue de manière progressive. Les passées sableuses alternent avec des argiles sableuses, puis avec des marnes vertes. Apparaissent ensuite des lentilles dolomitiques et les premières faunes marines. Les épisodes marins associent des faciès à grains (pelletoides, oolites, bioclastes, agrégats), des dolomies rubanées d'origine algale et des dolomicrites. Les émergences sporadiques se marquent par des paléosols, des fentes de dessiccation et aussi, en Vendée littorale, par des empreintes de gouttes de pluie et de pas de reptiles (le Veillon). Les indices évaporitiques sont également fréquents.

À plus grande échelle, dans la moitié orientale de la feuille de Coulonges-sur-l'Autize, se rencontrent des corps plurimétriques, parfois massifs, de calcaires oolithiques (grainstones bioclastiques). Ils passent latéralement et rapidement à des faciès mudstones dolomitisés. Ceci suggère l'existence d'un dispositif sédimentaire comprenant des dunes oolithiques sous-marines de forte énergie hydrodynamique, aux contours indéterminés, délimitant des zones abritées favorables aux dépôts boueux, finement laminés. Ainsi pourraient s'expliquer les dépôts micritiques du *Calcaire Caillebotte* restreint au sommet du Lias inférieur, au voisinage du Massif vendéen. Cette formation d'environnement manifestement confiné et lagunaire pourrait passer latéralement vers le Sud et le Sud-Est aux faciès oolithiques de barrière

et plus à l'Est (région de Sanxay-Ménigoute, feuille Mazières-en-Gâtine), aux faciès complètement dolomités de *Calcaire jaune nankin* (Gabilly, 1960). De plus, étant donné qu'elle repose sur des faciès barrière au sommet du *Calcaire jaune nankin* (barre de grainstone oolitique), la *Caillebottine* représenterait un prisme progradant régressif. Selon Balusseau (1980), la sédimentation serait pour partie contrôlée par des processus évaporitiques qui, en liaison avec l'abondance de matière organique d'origine algale, serait à l'origine des fluides dolomitants. La dolomitisation est un phénomène contemporain de la sédimentation.

La faune trouvée parfois en abondance dans certains lits du *Calcaire jaune nankin* est riche en individus de petite taille, mais relativement pauvre en espèces ; les céphalopodes pélagiques en sont exclus, ce qui confirme des environnements marins de mer pelliculaire, globalement confinés. À l'Est du seuil, Balusseau (1980) signale dans la formation dolomitique l'existence de pollens de *Classopollis*, des conifères (cheirolepidiacées) dont l'habitat s'étendait jusqu'aux zones côtières. L'apparition de très rares ammonites dans le *Calcaire Caillebottine* pourrait indiquer un début d'ouverture à des influences plus marines.

• **La « crise lotharingienne »**

Le Lias inférieur se termine par une surface plane, durcie, oxydée et souvent ravinée par les dépôts suivants. Elle est particulièrement bien exprimée au sommet du *Calcaire Caillebottine*. Cette surface d'usure et d'omission qui tronque le sommet du Lias inférieur, d'âge post-Macdonnelli, est reconnue partout en Europe (Graciansky *et al.*, 1998). C'est une coupure majeure dans la sédimentation régionale, qualifiée de « crise lotharingienne » par Gabilly (1976), marquant pour cet auteur la fin de la première mégaséquence régressive du Jurassique régional.

Installation du régime marin franc au Lias moyen

La sédimentation de plate-forme carbonatée persiste durant tout le Lias moyen sur l'ensemble de la feuille Coulonges-sur-l'Autize. Après la phase régressive qui marque la fin du Lias inférieur, les dépôts transgressifs du Pliensbachien ravinent ceux du Lias inférieur. Ils débutent généralement par un conglomérat quartzeux grossier qui peut reposer directement sur le socle anté-Mésozoïque. Le domaine marin s'étend et le détroit du Poitou dans son ensemble s'élargit (Gabilly *et al.*, 1985a). Sur la feuille, la plate-forme carbonatée est le siège d'une sédimentation d'environnement infratidal supérieur, donc peu profonde, de forte énergie hydrodynamique où se font sentir les effets des courants de marées. Seule la région de Foussais-Payré témoigne

d'une bathymétrie un peu plus importante. Les faciès grainstones très bioclastiques prédominent. La plate-forme est soumise périodiquement à des épandages chenalisés de silicodétritiques, qui deviennent de moins en moins grossiers au cours du temps par suite de l'enneigement progressif des reliefs. L'origine de ce matériel détritique est située au Nord, dans le Haut-Bocage vendéen (granite de Neuvy-Bouin notamment). À l'Est de la feuille, les sédiments s'organisent en séquences de comblement, débutant par un poudingue plus ou moins grossier pour se terminer par des dépôts de milieu de faible énergie hydrodynamique, constitués de calcaires fins, parfois faiblement gréseux, pouvant renfermer des silex. Le sommet du Domérien a pu être daté à Chavagné de la Sous-Zone à Solare (Zone à Spinatum) avec *Pleuroceras* sp. La discontinuité majeure qui marque la fin du Pliensbachien est une coupure sédimentaire généralisée à travers les bassins européens (Graciansky *et al.*, 1998).

La faune est dominée par les organismes benthiques : lamelli-branches et gastéropodes, crinoïdes, brachiopodes et de manière plus accessoire, bryozoaires et spongiaires. Elle confirme l'installation d'environnements de milieu marin franc qui se substituent aux environnements de milieu marin restreint du Lias inférieur. La rareté des ammonites s'explique par la faible profondeur contrariant leur déplacement.

Approfondissement du milieu marin au Lias supérieur (Toarcien), dépôt de sédiments argileux

La transgression marine s'amplifie. Les derniers paléoreliefs du socle sont probablement définitivement enfouis sous les sédiments. L'abondance des faunes nectoniques (ammonites, bélemnites) et planctoniques témoigne d'un approfondissement accentué. Gabilly (1976) distingue trois phases successives délimitées par des « crises » sédimentaires :

– *une phase essentiellement carbonatée*, constituée de calcaires argileux contenant le plus souvent des oolites ferrugineuses. Elle s'achève à la base de la Zone à Variabilis (biohorizon XIIIa). La base de ce premier épisode est marquée par des condensations et des lacunes, une sédimentation gréseuse lenticulaire (Chavagné). En certains endroits les dépôts du biohorizon VII transgressent directement sur la surface usée du Domérien (lacune du Toarcien inférieur), comme à Saint-Denis. Le sommet des carbonates présente à nouveau des condensations et des lacunes. Ainsi à Saint-Denis constate-t-on un hiatus des biohorizons à Semipolitum (XI) et à Variabilis (XII). Cette seconde « crise » sédimentaire anté-Illustris

(XIII) représente l'intervalle condensé et la surface d'inondation maximale d'une séquence de dépôt de 3^{ème} ordre, bien exprimée également dans les autres bassins européens. Enfin, signalons que sur le long terme on admet que le maximum transgressif du cycle transgressif-régressif de second ordre, qui a débuté à l'Hettangien, est atteint avec la Zone à Bifrons dans les bassins européens (Graciansky *et al.*, 1998) ;

– *une phase d'alternance marno-calcaire*. La reprise sédimentaire s'effectue d'une manière quasi-isochrone avec la base du biohorizon à Phillipsi (XIIIb). La sédimentation sur l'ensemble du seuil du Poitou devient alors plus uniforme en relation avec une tranche d'eau plus importante. Cette deuxième phase de dépôt se termine par une troisième « crise » sédimentaire régionale, matérialisée par le mince niveau conglomératique condensé, à nodules remaniés, taraudés et phosphatés, qui débute avec le biohorizon XIX à Fallaciosum ;

– *une phase de réduction des apports d'argilites* au profit des carbonates, associée à la fréquence de plus en plus grande des gryphées, témoignant d'une réduction progressive de la tranche d'eau sur le long terme.

Réapparition d'une plate-forme carbonatée à l'Aalénien et son extension au Jurassique moyen

Aalénien

La réduction des apports argileux amorcée au Toarcien supérieur se poursuit durant l'Aalénien. L'Aalénien inférieur très réduit (moins d'1m) montre une stratocroissance des bancs de calcaires fins argileux. La diminution de profondeur favorise la colonisation des fonds vaseux par des Gryphées (*Catinula beaumonti*) qui constituent notamment vers la base un niveau-repère stratigraphique à l'échelle régionale. La fréquence des faunes nectoniques, notamment des ammonites, témoigne toujours d'un environnement de plate-forme distale.

À partir de l'Aalénien moyen, la paléogéographie change et l'on distingue :

– *un domaine de plate-forme distale* auquel appartient la feuille, caractérisé par une sédimentation très condensée et lacunaire de biomicrites calcaires à oolites ferrugineuses où faunes nectoniques (ammonites, bélemnites) et benthiques sont également abondantes ;

– *un domaine de bordure de plate-forme carbonatée proximale*, à sédimentation beaucoup plus épaisse, constituée par des calcaires fins dolomitiques à silex et faune benthique prédominante, d'environnement moins profond, d'énergie modérée. Ce domaine, correspond à la périphérie d'un haut-fond carbonaté, qui s'étend plus à l'Est sur la

feuille Mazières-en-Gâtine, à l'aplomb du Haut-Bocage vendéen (axe paléogéographique Pouzauges-Oradour-sur-Glâne).

À l'échelle ouest européenne, c'est au sommet de la Zone à Murchisonae que se situerait le maximum de la phase régressive du premier cycle tectono-eustatique majeur du Jurassique, amorcée au Toarcien. Lui succéderait, dès la Zone à Concavum, une nouvelle phase transgressive du second cycle transgressif-régressif majeur jurassique qui se prolongerait jusqu'au Kimméridgien (Hallam, 1992 ; Graciansky *et al.*, 1998).

Bajocien

Le domaine de sédimentation est en gros celui d'une plate-forme distale colonisée par une faune abondante de mollusques benthiques et de spongiaires, auxquels sont associés des céphalopodes durant une grande partie du Bajocien. L'identification de plusieurs discontinuités sédimentaires majeures transbassins européens, grâce à leur datation par les ammonites, souligne l'importance des fluctuations eustatiques comme facteur de contrôle de la sédimentation et des paléoenvironnements.

• *Les calcaires glauconieux de plate-forme carbonatée distale*

Durant une grande partie du Bajocien, la plate-forme carbonatée est le siège d'une sédimentation peu abondante de calcaire micritique, comportant des condensations, des niveaux remaniés, phosphatés et glauconieux, interrompue par de fréquentes discontinuités sédimentaires. Ces caractéristiques alliées à l'abondance des céphalopodes (ammonites, bélemnites) témoignent d'un milieu franchement distal tandis que la richesse de la faune benthique (notamment de grands Pectinidés) exclut une grande profondeur.

• *Les calcaires à tubéroïdes de la plate-forme carbonatée à énergie modérée*

Ces calcaires finement bioclastiques à rares silex traduisent un taux de sédimentation plus abondant et une nette diminution de la profondeur, défavorable aux céphalopodes qui deviennent rares. Les dépôts suggèrent néanmoins un milieu infratidal supérieur. Les calcaires à tubéroïdes sont interprétés comme des sédiments progradants de haut niveau marin et de prisme de bordure de plate-forme.

Durant la plus grande partie du Bajocien, la plate-forme carbonatée distale passe, à l'Est de l'axe Pouzauges-Oradour-sur-Glâne, à une plate-forme proximale colonisée par les coraux durant la Sous-Zone à Blagdeni (biohorizon XII). La plate-forme carbonatée offrait alors

clairement une zonation biologique classique en relation avec la profondeur des environnements marins, la zone de biohermes coralliens en domaine proximal étant longée d'une zone de biohermes à spongiaires en milieu distal (Branger, 1989).

Le taux de sédimentation augmente à la fin du Bajocien avec le dépôt des calcaires finement bioclastiques à intraclastes ferruginisés (tubéroïdes) et à silex de la Zone à Parkinsoni. Paléogéographiquement, le domaine sédimentaire marin tend donc à s'uniformiser au Bajocien supérieur. C'est celui d'une rampe très faiblement inclinée vers le Sud-Ouest, peu profonde, de moyenne énergie hydrodynamique.

Bathonien

La rampe carbonatée perdure au Bathonien. Des épisodes d'approfondissement relatif à l'échelle du 3^e ordre sont marqués par une plus grande fréquence des organismes pélagiques (ammonites, bélemnites, microfilaments). Le mieux exprimé se situe à l'extrême base du Bathonien. C'est le « banc pourri » des auteurs, remarquable repère stratigraphique de nature argilo-carbonatée, caractérisé par sa grande richesse en moules internes d'ammonites phosphatées de la Zone à Zigzag. Il correspond à l'intervalle condensé de la première séquence de dépôts du Bathonien dans les bassins européens (Graciansky *et al.*, 1998). Sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize les sédiments sont un peu plus boueux que ceux observés à l'Est, témoignant d'un environnement probablement un peu plus profond. Les spongiaires sont toujours aussi abondants ; cependant nombre d'entre eux sont remaniés sous l'effet des houles et des tempêtes périodiques (offshore supérieur). D'autre part, ils tendent à former des biohermes pour lutter contre l'envasement au Bathonien moyen et supérieur. Au sommet de la Zone à Retrocostatum, l'existence de chenaux sous-marins de dimension parfois pluridécamétrique (comme observé au Nord de François dans la tranchée de l'autoroute A83) pourrait être en relation avec la baisse eustatique fini-bathonienne (Hallam, 1992 ; Graciansky *et al.*, 1998).

Structuration et morcellement de la plate-forme carbonatée, nouvelle phase d'approfondissement des environnements marins au Callovien

Le *Calcaire argileux de Pamproux* que l'on retrouve dans l'angle sud-ouest de la feuille, appartient à un domaine atlantique plus subsident que le Callovien du Nord des Deux-Sèvres, caractérisé par des dépôts calcaires fins, condensés, à oolites ferrugineuses. Il

correspond à un environnement calme car suffisamment profond pour ne pas subir les effets des courants de marées. La grande abondance des céphalopodes indique des influences océaniques prononcées.

Aucun sédiment postérieur au Callovien moyen n'a été rencontré sur la feuille. Globalement, sur la bordure nord de l'Aquitaine, l'environnement calme et pélagique prédomine jusqu'aux premiers dépôts du Kimméridgien, suffisamment profond pour permettre la décantation des vases carbonatées et argileuses à faune d'ammonites.

Régression et émergence généralisée du Seuil au Kimméridgien supérieur, Tithonien, Crétacé inférieur

Au Kimméridgien inférieur l'ensemble de la plate-forme subit une diminution de la tranche d'eau et enregistre l'apparition des premiers récifs coralliens.

Au Kimméridgien supérieur, après une brève période à tranche d'eau plus importante, marquée par le retour des ammonites et des faciès marneux à exogyres, l'ensemble de la plate-forme est envahi par les faciès carbonatés à passées détritiques, témoins probables de la présence de reliefs en bordure de bassin de sédimentation. Ces apports détritiques puis l'apparition, dans le « Pays bas charentais », d'évaporites attribuées au Tithonien et surmontées de marnes berriasiennes à ostracodes et charophytes, annoncent l'émergence complète du Seuil du Poitou au Crétacé inférieur.

Il n'existe pas d'indice de dépôts d'âge Crétacé inférieur, sur le territoire de la feuille Coulonges-sur-l'Autize. On peut supposer que cette longue période de continentalisation s'est traduite par une intense altération des terrains exondés, en premier lieu les assises jurassiques. Camuzard (2000) lui attribue un rôle primordial dans la genèse des argiles à silex de la Gâtine.

Notons qu'on n'a pas l'évidence sur la feuille Coulonges de la tectonique distensive liée à l'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé inférieur.

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET CÉNOZOÏQUE

Dernières transgressions marines au Crétacé supérieur, puis continentalisation de la région au Cénozoïque

La mer revient progressivement pendant le Cénomaniens. Les sédiments cénomaniens connus de part et d'autre du seuil du Poitou et

en Vendée occidentale (bassin de Challans-Commequiers) font défaut sur la feuille Coulonges. Les plus proches ne sont situés qu'à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est (argiles noires cénomaniennes de Viennay), de sorte que l'on peut supposer que la mer du Crétacé supérieur a recouvert toute la région. Une faune marine sénonienne a d'ailleurs été récemment découverte à l'état résiduel sur la feuille voisine Mazières-en-Gâtine (Camuzard, 2000).

Le secteur de Coulonges-sur-l'Autize émerge à nouveau à la fin du Crétacé, probablement de manière définitive. Le Paléogène voit se développer une nouvelle phase d'altération avec production de paléosols complexes à ferricrètes et silcrètes aux dépens de la couverture jurassique, puis du socle une fois que celle-ci est totalement altérée. La paléosurface qui en résulte est l'élément fondamental du relief actuel. Elle est disséquée par des failles essentiellement NW-SE, dont le jeu polyphasé s'effectue d'abord en décrochement lors de la compression éocène, puis en faille normale lors de la distension du début de l'Oligocène (individualisation du graben de Saint-Maixent). Les réhaussements relatifs qui en découlent, entraînent l'érosion des paléosols, notamment ceux du Haut-Bocage dont les produits argilo-sableux viennent recouvrir les altérites en place du Jurassique (argile à silex).

L'évolution néogène, mal connue faute de jalons sédimentaires, voit se poursuivre l'altération continentale et peut-être l'esquisse du réseau hydrographique pléistocène.

Les vallées actuelles résultent essentiellement de l'abaissement du niveau de la mer au Quaternaire ancien. Les terrasses anciennes de Saint-Pompain et de Barge témoignent de l'encaissement progressif de l'Autize et de la Vendée.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

L'occupation du sol de la carte Coulonges est partiellement dictée par la géologie, quoique celle-ci intervienne beaucoup moins que par le passé (la révolution agricole du milieu du XX^e siècle a fortement atténué le contraste entre les terres bocagères du socle et la plaine calcaire). Si la culture céréalière reste prépondérante dans la plaine, elle s'est progressivement intensifiée dans la Gâtine en supplantant les anciennes prairies.

Le paysage de la Gâtine et de l'Entre-Plaine-et-Gâtine correspond aujourd'hui à un espace de polyculture où les prairies permanentes ne

se maintiennent guère que dans les bas-fonds humides et sur les pentes rocailleuses des vallées encaissées. Sur les plateaux et interfluves, l'allègement du maillage bocager et le drainage artificiel ont permis l'installation des céréales et des prairies temporaires. Les altérites des micaschistes du Haut-Bocage et une pluviosité abondante fournissent un terroir favorable à la culture du pommier. Les altérites argileuses du socle et du Jurassique constituent le substratum du domaine forestier de Secondigny.

La plaine ouverte de Coulonges à Béceleuf est presque exclusivement consacrée aux céréales. Sa couverture pédologique argilo-limoneuse est drainée naturellement par le substratum calcaire perméable. Elle est généralement suffisamment épaisse pour assurer une bonne réserve d'eau à la plante sans risque d'engorgement hivernal.

RESSOURCES EN EAU

Le socle hercynien, essentiellement constitué de micaschistes, schistes et grès, présente des capacités aquifères modestes et difficilement exploitables. L'horizon superficiel d'altération et de fissuration forme un réservoir peu productif limité à sa base par la roche saine imperméable. Il est drainé par des sources de versant ou de pied de vallon, de débit médiocre (quelques m³/h), alimentant parfois des retenues collinaires. Quelques-unes ont fait l'objet de captages aujourd'hui abandonnés. On peut considérer comme exceptionnel le débit d'une trentaine de m³/h fourni par l'ancienne source captée des Ourières, à Secondigny (près de la Gautrelière).

Les sondages hydrogéologiques donnent souvent des résultats décevants. Dans le socle anté-carbonifère, les circulations en profondeur sont restreintes aux zones fracturées, difficiles à localiser en l'absence d'approche spécifique (étude structurale, photo-interprétation, géophysique). Pour la feuille Coulonges, on disposait en 2005 de quinze ouvrages renseignés donnant un débit moyen de 1,6 m³/h.

Dans le **bassin houiller de Vouvant**, l'exploitation de certaines mines fut interrompue en raison de l'insuffisance des moyens d'exhaure disponibles à l'époque. Toutefois les quelques sondages de prospection hydrogéologique montrent la faible productivité des assises gréso-pélitiques carbonifères. Ceci est confirmé par le pompage du puits Saint-Michel à Épagne (Roy, 2003) : une fois dépassé l'effet capacitif, les débits chutent à 16 m³/h traduisant la faible transmissivité des terrains houillers, estimée ici à 7.10^{-5} m²/s ; l'eau est

fortement minéralisée (1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et particulièrement riche en fer (10 mg/l). Un résultat plus encourageant a été obtenu à Saint-Laurs où un sondage traversant des ouvrages miniers (BSS 587-2-13) a été testé à 70 m^3/h durant 5 jours et a fourni une eau un peu moins minéralisée (874 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et surtout plus pauvre en fer (0,5 mg/l). Ce forage se situe dans un contexte plus fracturé et où les travaux miniers sont plus denses qu'à Épagne.

Les calcaires givétiens de la Villedé d'Ardin représentent un petit réservoir karstique qui est capté à la Fontaine de la Marbrière avec un débit d'environ 14 m^3/h .

Le Jurassique comprend deux aquifères séparés par les marnes toarciennes et alimentant deux niveaux de sources.

Le Lias carbonaté représente le premier de ces aquifères (l'intérêt hydrogéologique des sables lenticulaires sous-jacents n'est pas connu). Il est drainé par des sources situées au toit du socle altéré. Leur débit d'exhaure n'est souvent que de quelques m^3/h , mais les aménagements de captage permettent d'atteindre 25 m^3/h au puits de Braude à Saint-Denis (Champdeniers) et au forage de Périgny (Ardin), 35 m^3/h à la Cadorie (Allonne). Les calcaires dolomitiques et oolithiques du Lias inférieur constituent le principal niveau productif de l'aquifère. La karstification y joue parfois un rôle important comme à Champdeniers où la source de la Grande Fontaine est l'exutoire d'un important système karstique alimenté en partie par la perte de la Chauvinière traçée à la fluoresceïne (Comité Départemental de spéléologie des Deux-Sèvres, 1979).

La productivité de l'aquifère est médiocre en dehors de zones karstiques ou fracturées, comme en atteste la faible productivité des forages (débit moyen de 2 m^3/h pour 10 ouvrages recoupant le Lias). Il est possible qu'elle s'améliore vers le Sud, au fur et à mesure de l'épaississement de la série jurassique, comme cela a été observé dans le Sud-Vendée (Roy, 1987). La nappe infratoarcienne s'écoule globalement vers le Sud, conformément au pendage général des couches.

L'aquifère du Dogger est ici constitué des calcaires blancs bajociens. Les marnes toarciennes en forment le mur, donnant lieu à quelques émergences (le Tail à Surin). Les calcaires sont altérés et diaclasés sur une dizaine de mètres d'épaisseur. En profondeur, la fissuration et la karstification conditionnent la productivité de l'aquifère. Le Dogger calcaire est l'aquifère le plus exploité de la bordure méridionale du Massif vendéen où il est notamment très sollicité pour l'irrigation. Sur la carte Coulonges, ses capacités aquifères sont très limitées car il est en grande partie dénoyé.

À partir de Saint-Hilaire-des-Loges, **les alluvions** récentes de l'Autize offrent des productivités importantes, probablement facilitées par leur continuité hydraulique avec le Jurassique, voire avec l'Autize.

Sur la feuille Coulonges, l'utilisation de l'eau souterraine est limitée. Les captages pour l'eau potable ont été successivement abandonnés en raison de leur faible productivité ou de leur vulnérabilité (pollution bactériologique et en nitrates). L'irrigation est peu développée en raison de la difficulté de la prospection dans le socle et le Lias inférieur.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Roches du socle, moellons et granulats

L'habitat traditionnel des secteurs à substratum schisteux utilisait les schistes et grauwackes cambriens qui étaient extraits dans de petites carrières proches des villages. Les quartzites et les ignimbrites de la Châtaigneraie étaient en outre employés pour l'empierrement des routes et chemins. Les carrières de la Lande et de la Pleige concassaient le quartzite de la Châtaigneraie pour en faire du granulat.

Actuellement, les roches paléozoïques sont exploitées sous le qualificatif géotechnique de « diorite » pour la réalisation de granulats dans les carrières de Rochard à Germond-Rouvre (Cambrien volcano-sédimentaire) et de Saint-Marc-la-Lande (basaltes de la Gobinière).

Marbre, pavés

À la Villedé d'Ardin, les calcaires givétiens ont été exploités comme pierre ornementale au cours de la deuxième moitié du XVII^e siècle et la première moitié du XIX^e siècle (anciennes carrières de la Marbrière et de Bois-Blanc). Les conglomerats du Cimetière aux Chiens ont été employés au pavage des villes de Niort et de La Rochelle (Desaivre, 1894).

Calcaires (moellons, pierre de taille, pierre à chaux)

Pratiquement tous les calcaires durs ont servi à l'empierrement ou ont fourni des moellons pour la construction : Sinémurien, Pliensbachien, Bajocien et Bathonien. Les calcaires ponctués du Bajocien supérieur et du Bathonien, en bancs compacts et pluridécimétriques, se prêtent davantage à la taille. Une partie des carrières des environs de Coulonges a dû servir à leur extraction.

Sur tout le territoire de la feuille, de nombreuses carrières ont servi à la fabrication de la chaux. La production servait initialement aux

chamoiseurs niortais et à l'amendement des terres froides du Bocage et de la Gâtine. L'exploitation de la houille à Saint-Laurs et Faymoreau a permis une intensification de cette activité au milieu du XIX^e siècle, le charbon fournissant l'énergie nécessaire. Ainsi autour de Coulonges-sur-l'Autize, entre 1841 et 1866, au moins sept fours à chaux à charbon fonctionnaient : un à la Richardière, six à Pilorges (Montoux, 1993). Tous utilisaient les calcaires bajociens. Les importants fours de Payré-sur-Vendée et celui de Fougère (Béceleuf) se situent dans le même contexte.

D'autres fours à chaux de moindre importance ont été recensés, certains utilisaient le **calcaire Caillebottine** (four à chaux primitif de Berge, commune de Surin), d'autres la **Pierre rousse** du Pliensbachien (les Coutres, commune de Mervent, Cours).

Marnes

Les marnes toarciennes ont très souvent été utilisées pour la fabrication de tuiles et de briques. À Saint-Denis de Champdeniers, une tuilerie perpétue cette tradition. Elle constitue le seul point de la feuille où les assises mésozoïques restent exploitées.

Les anciennes argilières et sablières de la Genaudière au Sud de Secondigny exploitaient les produits d'altération du Lias. Le toponyme la Chaulerie fait probablement référence au fait que certains fours à tuiles servaient temporairement à la fabrication de la chaux. Les assises jurassiques étant totalement décalcifiées dans ce secteur, le calcaire devait provenir de la plaine de Coulonges ou de la région de Mazières-en-Gâtine tandis que le bois de la forêt de Secondigny fournissait l'énergie.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

L'EXPLOITATION HOUILLÈRE DU BASSIN DE VOUVANT

Après sa découverte en 1827 à la Blanchardière (Marillet), la houille a été exploitée de manière plus ou moins intensive jusqu'en 1958. Les concessions minières étaient réparties sur Faymoreau, Épagne et Saint-Laurs. À Faymoreau, la production augmente irrégulièrement pour atteindre 20 à 30 000 t/an de 1860 à 1914. Elle monte temporairement à 60 000 t durant les dernières années de la première guerre mondiale avant de chuter. Elle s'accroît ensuite régulièrement et culmine à 66 000 t/an en 1940. La production décline ensuite jusqu'à l'arrêt du puits Bernard en 1958.

Le Namurien

À Saint-Laurs, l'exploitation houillère a débuté en 1840 et s'est poursuivie jusqu'en 1916. Creusé en 1844, le puits Saint-Laurent a atteint 425 m de profondeur. Ensuite, furent mis en service les puits Sainte-Marie en 1850 (75 m), Sainte-Clotilde en 1854 (220 m), et Sainte-Claire en 1862 (265 m). Ils exploitaient un faisceau de six veines décrivant un synclinal très redressé dont la charnière, très pincée en profondeur, est probablement faillée (Bergeron, 1910).

Sur la commune de Faymoreau, furent foncés successivement les puits de Saint-Joseph ou du Bois Mélias (1842-1872 ; 170 m), du Centre (1869-1928 ; 500 m) et du Couteau (1873-1921 ; 225 m). L'extraction pris fin avec le puits Bernard, dernier puits en activité du bassin houiller vendéen (1925-1958), qui atteignait 525 m de profondeur.

Peu de données géologiques nous sont parvenues de ces exploitations. Des coupes du gisement de Saint-Laurs sont fournies par Fournier (1888). Mathieu (1937) qui a eu accès au puits Bernard et à des données minières originales, donne des descriptions stratigraphiques et structurales plus précises.

Le Stéphanien

L'exploitation du Stéphanien, historiquement plus ancienne, n'a pas connu l'ampleur de celle du Namurien. La veine Verrerie, découverte en 1827 à la Blanchardière (Marillet), sera exploitée en discontinu de 1836 à 1869 par le puits Cressac ou de la Verrerie, situé sur la commune de Faymoreau. Au Nord-Est d'Épagne, le puits Saint-Michel (200 m) a fonctionné par intermittence de 1852 à 1950. Il exploitait plusieurs veines de l'assise d'Épagne. Quelques descriptions de ces travaux figurent dans Mercier (1834), Fournel (1836) et Mathieu (1937).

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Les affleurements et points d'observation cités dans le texte de la notice sont signalés sur la carte en tant qu'affleurements remarquables. Ils ne sont cependant pas tous d'un accès facile ou libre. Les bords de route et les nombreuses carrières permettent néanmoins des observations aisées.

Les quartzites rouges de Champdeniers sont particulièrement bien exposés dans les carrières de la Pleige et du Breuil où ils sont plissés

en plis cylindriques pluridécamétriques. Leur contact anormal avec la formation du Fougeroux peut être déduit de la coupe de la vallée de l'Egray entre Rochard et les Ritraisses. Dans le même secteur, la carrière en exploitation de Rochard permet d'observer :

– le contact faillé inverse N126°E-46°S de l'unité de Puyhardy (siltstones à brachiopodes) sur le membre du Fougeroux (pélites sombres, grauwackes et filons hypovolcaniques). Cet accident est souligné par des brèches verdâtres (gouges).

– en sommet de carrière, la discordance des dolomies du Lias inférieur sur le socle altéré, ainsi qu'une petite faille décalant verticalement cette discordance.

L'unité de Chantonay fournit des affleurements nombreux mais rarement démonstratifs. Plusieurs carrières désaffectées permettent l'observation des ignimbrites de la Châtaigneraie. Celle de la Godinière au Nord de Fenioux présente un faciès légèrement altéré où les phénocristaux (quartz et feldspath) et les figures de dévitrification se distinguent nettement de la mésostase. La déformation des ignimbrites y est très bien exprimée (linéation d'étirement sub-horizontale).

Le Givétien de la Villedé d'Ardin est visible dans les carrières de la Marbrière et de Fontbriand. Faute d'entretien, le front de taille de la Marbrière est d'une approche difficile. L'accès à la carrière de Fontbriand et au Cimetière aux Chiens nécessite l'accord des propriétaires.

La tranchée de l'ancienne voie de chemin de fer de la Cité à Faymoreau offre probablement le plus bel affleurement du Houiller du Massif armoricain. Le dépôt du conglomérat rouge de la Verrerie, avec ses blocs pluridécamétriques, y revêt un caractère spectaculaire qui permet de se faire une bonne idée de la dynamique sédimentaire d'un bassin intracontinental en domaine orogénique. Le conglomérat supérieur montre l'instauration de conditions de sédimentation plus calme. À quelques centaines de mètres de là, on pourra aller identifier en place les principaux terrains épimétamorphiques que l'on voit remaniés dans le Carbonifère : formations de Roc-Cervelle, de Marillet ou de Puyhardy. Le musée de la mine à Faymoreau complète la visite.

Deux itinéraires du volume des « Guides géologiques régionaux » consacré au Poitou-Vendée-Charente traversent la feuille Coulonges. Certaines formations du socle sont décrites dans l'itinéraire 13 (Cambrien de Puyhardy, ignimbrites de la Châtaigneraie, Givétien de la Villedé d'Ardin et Houiller de Faymoreau), tandis que la coupe du Lias de Chavagné (Saint-Pompain) est présentée dans l'itinéraire 7.

En 2003 est paru dans *Géologie de la France*, un ouvrage de synthèse consacré à l'histoire hercynienne du Massif vendéen. Un volume spécial de *Recherches vendéennes* (n° 10, 2003) est consacré au charbon en Vendée. On y trouvera notamment une bibliographie exhaustive consacrée à cette thématique (Godard, 2003).

DOCUMENTS CONSULTÉS

- Comité de la Carte géologique de France (1997) – Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique à 1/50 000. Techniques et méthodes. Ed. BRGM, P. Andreieff, éditeur, 3^e édition, 255 p.
- Comité départemental de spéléologie des Deux-Sèvres (1979 ?) – Sous les Deux-Sèvres. Edit. CNDP/CDDP des Deux-Sèvres. 69 p.
- Comité français de Stratigraphie (1997) – Stratigraphie, terminologie française. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, J. Rey, coordonnateur, Mém. 19. Pau, 164 p.
- Groupe français d'étude du Jurassique (1997) – Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou E., Hantzpergue P. coord. *Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod., Mém.* 17, 440 p.

BIBLIOGRAPHIE

- ARSICAULT G. (1952) – Contribution à l'étude des sables infraliasiques des Deux-Sèvres. DES Sci., Paris.
- BALUSSEAU B. (1980) – Le Jurassique inférieur et moyen sur la bordure nord-ouest du Limousin - région de Goux à l'Isle Jourdain (Vienne). Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Poitiers.
- BERGERON J. (1910) – De l'action des poussées venant du Sud sur l'allure des assises paléozoïques du Nord-Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), X, p. 166-179.
- BERRE A.D. (1967) – Quelques idées nouvelles à propos de la Pierre réfractaire des Plochères. *Trav. Inst. Géol. Anthropol. Préhist. Fac. Sci. Poitiers*, t. VIII, p. 133-159.
- BERTRAND J.M., LETERRIER J., CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.M., DELAPERRIERE E., VIRLOGEUX D. (2001) – Géochronologie U/Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Civray-Charroux (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, p. 167-189.
- BOUTON P. (1983) – Le Givétien de la Villedé-d'Ardin. Cadre géologique, étude stratigraphique et sédimentologique, étude

- structurale. Contribution à la connaissance de la Chaîne ligérienne. Mém. DEA, Univ. Poitiers, 55 p.
- BOUTON P. (1990) – Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la Chaîne hercynienne. Partie orientale du synclinorium de Chantonnay. Massif armoricain. Thèse Univ., Poitiers, 1 vol., 378 p. + 1 carte HT.
- BOUTON P., BRANGER P., PONCET D. (1992a) – Environnement géologique du massif granitique de Neuvy-Bouin : le socle hercynien et la couverture méso-cénozoïque entre les accidents de Secondigny et de Parthenay. Structuration hercynienne et tectonique tertiaire. Apports de la cartographie et de l'analyse structurale. Rapport inédit ANDRA 622 RP UPT 91-002. 73 p.
- BOUTON P., PONCET D., COLCHEN M., VERVIALLE J.P., GROS Y. (1992b) – Attribution au Paléozoïque inférieur de la série métasédimentaire du Haut-Bocage vendéen (segment vendéen de la Chaîne hercynienne, France. In « Paléogéographie et biogéographie de l'Europe occidentale au Paléozoïque », CGFP, Villeneuve d'Asq. Résumé des communications, 2 p.
- BOUTON P., BECAUD M., BESSONNAT G., BRANGER P., VIAUD J.M. (2005) – L'Hettangien de la bordure nord du Bassin aquitain (Vendée, Deux-Sèvres, France). In Hanzo M. (coord) : Coll. L'Hettangien à Hettange, de la science au Patrimoine, Hettange, 1-3 avril 2005. Nancy, Univ. Henri Poincaré, p. 83-88.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) – Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse Etat, Univ. Paris XI (Orsay), 384 p.
- BRANGER P. (1989) – La marge nord-aquitaine et le Seuil du Poitou au Bajocien : stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographique. Thèse Univ. Poitiers, 208 p.
- BURBAUD-VERGNEAUD M. (1987) – Fracturation et interactions socle-couverture : le seuil du Poitou. Données géologiques. Données de la télédétection infrarouge thermique. Thèse Univ. Poitiers, 202 p.
- BURG J.P. (1981) – Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale. Signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, série II, t. 293, p. 849-864.
- CACARIE (1842-1843) – Description géologique du département des Deux-Sèvres. *Mém. Soc. Stat. Deux-Sèvres*, (1), t. VII, p. 197-282.
- CAMUZARD J.P. (1972) – Le Dévonien de la Villedé-d'Ardin. Mém. DEA, Univ. Poitiers, 22 p.
- CAMUZARD J.P. (2000) – Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux. Thèse Univ. Caen, 3 vol., 585 p.

- CAMUZARD J.P., MATHIEU G., PILLET J., RIVIÈRE L.M. (1968) – Nouvelles découvertes fossilifères dans le Givétien de la Marbrière de la Villedé-d’Ardin. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, série D, t. 267, p. 471-472.
- CAMUZARD J.P., LARDEUX H., PILLET J., RIVIÈRE L.M. (1969) – Données nouvelles sur les calcaires givétiens de la Villedé-d’Ardin au gisement de la fontaine de la Marbrière. *Bull. Soc. Et. Sc. Anjou*, t. VII, p. 41-52.
- CARPENTIER A. (1941) – Sur les végétaux infraliasiques des environs de Niort. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, 212, p. 171-173.
- CARPENTIER A. (1947-1949) – Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Ann. Paléontol.*, t. XXIII, p. 181-190 - t. XXIV, p. 1-16 - t. XXV, p. 1-23.
- CHALET M. (1985) – Contribution à l’étude de la chaîne hercynienne d’Europe occidentale. Étude lithostratigraphique et structurale des « Porphyroïdes » et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). Thèse Univ. Poitiers, 216 p.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. [coordonnateurs] (2003) – Carte géologique de la France à 1/1 000 000 (6^e édit. révisée). BRGM, Orléans-la-Source.
- CHARTRON C., COSSMANN M. (1902) – Note sur l’Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune du Simon-la-Vineuse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e sér., t. 2, p. 163-203.
- COCHERIE A., BAUDIN T., AUTRAN A., GUERROT C., FANNING C.M. and LAUMONIER B. (2005) – U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the Early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (Southern France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 176, 269-282.
- COCHERIE A., ROBERT M., GUERROT C. (2005) – *In situ* U-Pb zircon dating using LA-ICPMS and a multi-ion counting system. Goldschmidt Conference, May 20-24, 2005, Moscow, Idaho, USA. A378.
- COLCHEN M., PONCET D. (1987) – Sur l’âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synschisteuse à Brétignolles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, série II, t. 305, p. 1255-1258.
- COLCHEN M., PONCET D. (1989) – Présence dans la série paléozoïque de Brétignolles-sur-Mer (Vendée littorale, sud du Massif armoricain), d’une formation à blocs et olistolites d’âge dinantien. Conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, série II, t. 309, p. 1503-1507.

- COLCHEN M., ROLIN P. (2001) – La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, p. 53-85.
- COMBLE C., DE WEVER P., TERS M., WEYANT M. (1985) – Découvertes de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, série II, t. 300, p. 899-904.
- COSSMANN M. (1903) – Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. III, p. 497-545.
- CUBAYNES R., FAURE P., HANTZPERGUE P., PÉLISSIÉ T., REY J. (1989) – Le Jurassique du Quercy : unités lithostructurales, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, 3, p. 33-62.
- CUNEY M., BROUAND M., DAUTEL D., STUSSI J.M., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.P. (1993a) – Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne Tonalitique Limousine » en Vendée. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 316, p. 1383-1390.
- CUNEY M., STUSSI J.M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.P. (1993b) – Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut Bocage vendéen) : un exemple de corps plutonique polyphasé. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 317, p. 219-226.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.M. (2001) – Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou et l'ouest du massif central français. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, p. 137-142.
- DAO P.C.K. (1981) – Contribution à la connaissance géologique de la Gâtine de Parthenay (Deux-Sèvres, France). Thèse Univ. Poitiers, 91 p.
- DESAIVRE L. (1894) – Les marbres d'Ardin. Imp. Lemerancier et Alliot, Niort, 15 p.
- DHOSTE M. (1980) – Les granitoïdes de la moitié Nord du département des Deux-Sèvres : pétrographie, minéralogie, chimie de la moitié Est de l'axe « Nantes-Parthenay », des massifs de Moncoutant et de Neuvy-Bouin. Thèse État, Univ. Poitiers, 493 p.
- DUBREUIL M. (1986) – Évolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif armoricain). Thèse État, Univ. Nantes, 291 p.
- ENAY R., MANGOLD C., CARIOU E., CONTINI D., DEBRAND-PASSARD S., DONZE P., GABILLY J., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MOUTERDE R., THIERRY J. (1980) – Synthèse paléogéographique du Jurassique français par le Groupe français d'étude du Jurassique. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. 5, 210 p.

- FOURNEL H. (1836) – Étude des gîtes houillers et métallifères du bocage vendéen. Paris, Imprimerie royale, in- 4°, 206 p.
- FOURNIER A. (1888) – Document pour servir à l'étude géologique du détroit poitevin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. 16, p. 113-181.
- GABILLY J. (1960) – Les faciès du Lias inférieur et moyen de la bordure sud-ouest du Massif vendéen. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 251, p. 1540-1542.
- GABILLY J. (1964) – Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Trav. Inst. Géol. Anthr. Préh. Fac. Sci. Poitiers*, t. 5, p. 66-107.
- GABILLY J. (1976) – Le Toarcien à Thouars et dans le centre-ouest de la France : biostratigraphie, évolution de la faune. Publ. Com. Fr. Strat. « Les stratotypes français », éd. CNRS, vol. 3, 217 p.
- GABILLY J., CARIOU E. (1974), – Journées d'étude et excursion en Poitou du Groupe Français d'Étude du Jurassique. *Lab. Géol. Sédim. Paléobiol., Univ. Poitiers*, 14 p.
- GABILLY J., CARIOU E., HANTZPERGUE P. (1985a) – Le détroit du Poitou au Jurassique : mythe ou réalité paléogéographique ? Coll. Géodynamique des seuils et des hauts-fonds, Poitiers. Com. Trav. Hist. et scient., *Bull. Sect. Sci.*, t. 9, p. 141-159.
- GABILLY J., CARIOU E., HANTZPERGUE P. (1985b) – Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoin d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8^e sér., n° 3, p. 391-401.
- GABILLY J., CARIOU E., BRILLANCEAU A., COLCHEN M., DUCLOUX J., DUPUIS J., MOREAU P., HANTZPERGUE P., SANTALLIER P., TERS M. (1997) – Poitou - Vendée - Charentes. Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, 220 p.
- GAILLARD C. (1983) – Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n° 9, 515 p.
- GAUTHIER H., BRANGER P., BOURSICOT P.-Y., TREVISAN M., MARCHAND D. (2002) - La faune d'Orthogarantiana Bentz (Garantianinae, Stephanoceratidae, Ammonitina) de la sous-zone à Polygyralis (zone à Niortense, Bajocien supérieur) nouvellement découverte au nord de Niort (Deux-Sèvres, France). Une preuve du dimorphisme Orthogarantiana/Strenoceras. *Géologie de la France*, 2002, n° 1, p. 81-86.
- GLANGEAUD P. (1895) – Le Jurassique à l'Ouest du plateau central : contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 50, 255 p.

- GODARD G. (2001) – The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt? *Géologie de la France* n° 1-2, 2001, p. 19-51.
- GONNIN C., CARIOU E., BRANGER P. (1992) – Les facteurs de contrôle de la sédimentation au début du Jurassique moyen sur le seuil du Poitou et ses abords. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, t. 315, sér. 2, p. 853-859.
- GONNIN C., CARIOU E., BRANGER P. (1993) – Stratigraphie séquentielle des séries du Bajocien inférieur au bathonien moyen du Seuil du Poitou et de son versant aquitain (France). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, t. 316, sér. 2, p. 209-215.
- GOUDEAU M. (1978) – Les dépôts détritiques du Pliensbachien sur bordure sud-est du Massif vendéen (étude stratigraphique et sédimentologique). Thèse Univ. Poitiers.
- GOUJOU J.C. (1991) – Analyse pétrostructurale d'un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi- à mésozonal de Vendée. Thèse Univ. Montpellier II, 347 p. *Doc. BRGM* n° 216, 1992.
- GRACIANSKY P.A., HARDENBOLD, JACQUIN T. (1998) – Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. *SEPM Spec. Publ.* 60, 786 p.
- GRAND'EURY C. (1877) – Flore carbonifère du département de la Loire. Paris, Impr. nationale, 2 vol. in-4° + atlas de 40 pl.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1980) – Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, h.s. 5, 210 p., 42 cartes.
- GUINEBERTEAU B. (1984) – Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Thèse Univ. Nantes, 218 p.
- HALLAM A. (1992) – Phanerozoic sea-level changes. In "The perspective in Paleobiology and Earth History series". New York, Bottjer D.J., Bambach R.K., 266 p.
- LAGARDE J.L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992) – Granites de collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8^e série, t. 163, n° 5, p. 597-610.
- LE MAITRE D. (1937) – Étude de la faune corallienne des calcaires givétiens de La Ville-Dé-d'Ardin (Deux-Sèvres). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VII, p. 105-128.
- LE TOUZÉ DE LONGUEMAR M.A. (1870) – Études géologiques et agronomiques sur le département de la Vienne. Poitiers, A. Dupré, 496 p.

- LE TOUZÉ DE LONGUEMAR M.A. (1874-1875) – Compte rendu de diverses excursions géologiques dans les départements des Deux-Sèvres et de la Vendée, à la fin de l'année 1874. *Bull. Soc. Stat. des Deux-Sèvres*, II, p. 275-306.
- LOUGNON J., HORON O. (1963) – Contribution à l'histoire géologique du détroit poitevin vue d'un point particulier de ce détroit : le cap granitique de Melle (Deux-Sèvres), réflexions sur la minéralisation. Coll. Les seuils en géologie, Poitiers 1962. CR 87^e Congr. Nat. Soc. Savantes, p. 721-748.
- MEGELINK-ASSENAT S. (1983) – Le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central français : premières manifestations de l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 45-67.
- MATHIEU G. (1937) – Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse État, Lille, 2 vol., 321 p. et 92 p.
- MATHIEU G. (1942) – Révision de la feuille de Niort au 1/80 000^{ème}. La structure du Paléozoïque de la Gâtine en bordure du Jurassique de la Plaine Niortaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLIII, n° 211, p. 93-102.
- MATHIEU G. (1958) – Révision du Primaire de la Gâtine de Parthenay et de son encadrement jurassique (feuille de La Rochelle au 1/320 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LVI, n° 266, p. 61-71.
- MEIDOM P. (1991) – Analyse structurale du complexe cristallophyllien des Essarts – Mervent et de son environnement (Vendée, Massif armoricain). Thèse Univ. Poitiers, 205 p.
- MERCIER M. (1834) – Notice sur les mines de houille du bassin de la Vendée et sur les données géologiques qui s'y rattachent. Congrès scientifique de France 2 (Poitiers, 1834), 62-63, p. 499-508.
- MONTOUX M. (1993) – Mines et mineurs de Saint-Laurs 1840-1916-1958. *Bull. Soc. Hist. Sci. des Deux-Sèvres*. 3^e série, t. I, p. 113-179.
- MOREAU P. (1962) – Étude géologique des vallées de la Sèvre, du Lambon, de l'Hermitain. Étude de la minéralisation. DES, Poitiers, 263 p.
- PEUCAT J.J., PARIS F., CHALET M. (1986) – U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the silurian-devonian boundary, from Vendée (Western France). *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, vol. 59, p. 133-142. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- PONCET D. (1993) – Le Cisaillement sud-armoricain dans le Haut-Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique. Thèse Univ. Poitiers, 3 vol., 399 p.

- RENAULT J.F. (1984) – Étude de la fracturation du Sillon houiller vendéen (secteur de Faymoreau). *Mém. DEA, Univ. Poitiers*, 66 p.
- RIOULT M., DUGUE O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.M., VAIL P.R. (1991) – Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centre. rech. expl. Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 1, p. 101-194.
- ROLIN P., AUDRU J.C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIEBLEMONT D., COCHERIE A., GUERROT C., COURTOIS N. et BERNARD E. avec la collaboration de CHANTRAINE J., LAMBERT J. et TERRIER-SEDAN M. (2000) – Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, n° 537, les Herbiers. Edit. BRGM, Orléans, 117 p.
- ROY C. (1987) – Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine jurassique du Sud de la Vendée. Thèse Univ. Nantes, 248 p., 2 cartes hors texte.
- ROY C. (2003) – Plongée à 206 m de profondeur dans le puits Saint-Michel de l'ancienne mine d'Espagne. *Recherches vendéennes*, n° 10, p. 105-114.
- SAUZÉ et BAUGIER (1857) – Étude géologique des tranchées de chemin de fer de Poitiers à la Rochelle. *Mém. Soc. Stat. Des Deux-Sèvres*, t. XIV, p. 9-67.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) – U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks : *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 281-304.
- TERS M. (1976) – Métamorphisme et plissement dans le Sud-Est du Massif armoricain. Les phases éodévoniennes. 4^e RAST, 13-16 avril 1976, Paris, p. 374.
- TERS M. (1979) – Les synclinaux paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen. Stratigraphie et structure. *Bull. BRGM*, (2), sect. I, n° 4, p. 293-301.
- TERS M., PILLET J. (1987) – Le Cambrien supérieur de la vallée du Saumort et sa faune de Brachiopodes (synclinorium de Chantonay, Vendée, Massif armoricain). *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest France*, t. IX, n° 3, p. 105-116.
- THIEBLEMONT D. (1987) – Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Thèse Univ. Paris VI - *Doc. BRGM*, n° 157, 365 p.
- THIEBLEMONT D., GUERROT C., LE METOUR J., JEZEQUEL P. (2001) – Le complexe de Thouars-Cholet : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France* n° 1-2, 2001, p. 7-17.

- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHÊNE R., KUCHLY J., MEDIA-VILLA F., TRIFILIEFF V. (1987) – La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 3, n° 7, p. 1301-1321.
- VIDAL P. (1980) – Évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse Etat, Univ. Rennes, 1976. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 21, 162 p.
- WELSCH J. (1903a) – Notice explicative de la carte géologique à 1/80 000, n° 142, Niort (1^{re} édit.), 6 p. Édit. Serv. Carte géol. Fr.
- WELSCH J. (1903b) – Étude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. III, n° 3, p. 797-881.
- WELSCH J. (1903c) – Études des dislocations du Poitou, dans le Détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. III, n° 3, p. 882-943.
- WELSCH J. (1916) – « Les plantes fossiles du bassin houiller de Saint-Laurs (Deux-Sèvres) ». Comptes-Rendus sommaires, Société géologique de France 1916, p. 61-63.
- WILLIAMS I.S. (1998) – U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. Reviews in *Economic Geology*, Vol. 7, 1-35.
- WYNS R. (1980) – Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 1 vol., 134 p.
- WYNS R., LE METOUR (1983) – Le Précambrien du Massif vendéen. Etude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. *Doc. BRGM*, n° 68, 60 p.
- WYNS R., LABLANCHE G. et LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G., BIRON R. (1988) – Carte géologique à 1/50 000, n° 563, Chantonnay (1^{re} édit.). BRGM, Orléans-la-Source.
- WYNS R., GODARD G., LABLANCHE G., BIRON R., BRESSON G. (1989a) – Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, n° 562, la Roche-sur-Yon (1^{re} édit.), 80 p. BRGM, Orléans.
- WYNS R., LARDEUX H., WEYANT M. (1989b) – Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée) : conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, série II, t. 308, p. 855-860.
- ZEILLER R. (1911) – Note sur quelques végétaux infraliasiques des environs de Niort. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e sér., t. 11, p. 321-328.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Niort* (n° 142)

1^{re} édit., par J. WELSCH (1903)

2^e édit., par G. MATHIEU et P.A. GILLARD (1931-1941).

3^e édit., par G. MATHIEU, J. GABILLY, E. CARIOU et P. MOREAU (1966)

Feuille *la Roche-sur-Yon* (n° 130)

1^{re} édit., par F. WALLERANT (1892).

2^e édit., par G. MATHIEU (1949).

Feuille *Bressuire* (n° 131)

1^{re} édit., par A. FOURNIER et F. WALLERANT (1900).

2^e édit., par G. MATHIEU et G. WATERLOT (1958).

Feuille *Fontenay-le-Comte* (n° 141)

1^{re} édit., par A. BOISSELIER (1893).

2^e édit., par G. MATHIEU et G. WATERLOT (1939).

3^e édit., par G. MATHIEU, F. VERGER et M. TERS (1966).

Cartes géologiques à 1/50 000

– CARIOU E., COIRIER B., DUPUIS J. coord., GABILLY J. (1978) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Niort** (n° 610). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. Cariou, B. Coirier, J. Dupuis et J. Gabilly (1978), 35 p.

– CARIOU E., PONCET D., COLCHEN M., KARNAY G. (coord.), BECQ-GIRAUDON J.-F., LEMORDANT Y., CHARNET F., SOYER (à paraître) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Maixent-l'École** (n° 611). Orléans : BRGM.

AUTEURS

Pascal BOUTON, docteur en Géologie, ingénieur géologue à Calligée SA Nantes : terrains anté-mésozoïques et cénozoïques, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique, géologie de l'environnement, sites remarquables et itinéraires.

Patrick BRANGER, docteur en Géologie, professeur de l'enseignement secondaire : terrains mésozoïques et cénozoïques, synthèse géodynamique.

ANNEXE

Datations U-Pb sur zircons à l'aide du couplage laser-MC-ICPMS (Neptune) des ignimbrites de la Châtaigneraie

Deux échantillons de métavolcanites ont été datés, l'un sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize (n° 433), l'autre sur celle de Moncoutant (1662). L'échantillon 433 est une ignimbrite prise dans l'ancienne carrière de la Primaudière à Fenioux (coord. x : 384,68 ; y : 2177,34). L'échantillon 1662 a été prélevé dans l'ancienne exploitation du Moulin des Plochères à Saint-Pierre-du-Chemin (coord. x : 367,74 ; y : 2192,11). Il s'agit d'un bloc rhyolitique fusiforme, d'une douzaine de kg, emballé dans la brèche volcano-sédimentaire dite Pierre des Plochères.

Les analyses ont été effectuées par A. Cocherie, au BRGM, selon la procédure analytique décrite dans Cocherie *et al.* (2005). Le principe de l'utilisation du diagramme de Tera et Wasserburg ou du diagramme Concordia conventionnel, selon l'âge des domaines étudiés, est le même que celui mis en œuvre pour des analyses « type SHRIMP » (Tera et Wasserburg, 1972 ; Williams, 1998 ; Cocherie *et al.*, 2005). Tous les âges sont calculés à $\pm 2 \sigma$ mais les figures sont tracées à $\pm 1 \sigma$ pour en faciliter la lecture. Les données analytiques sont regroupées dans les tableaux 1 et 2.

La mise en place de la méta-ignimbrite de Fenioux (n° 433) est datée à **470 \pm 11 Ma** (10 analyses, fig. A). Il est possible qu'un événement métamorphique soit enregistré par certains grains à 434 ± 7 Ma. Des grains hérités ont été datés à 534 ± 20 Ma et 2448 ± 49 Ma (fig. 2 et 3).

La mise en place de la métarhyolithe remaniée dans la Pierre des Plochères (n° 1962) est datée à **485 \pm 14 Ma** (6 analyses, fig. B). Un événement métamorphique a été également enregistré par certains grains à 431 ± 7 Ma (6 analyses). Les grains hérités sont assez nombreux (tabl. 2). Ils donnent les âges suivants : 1832 ± 36 Ma (4 analyses), 2246 ± 35 Ma et 2413 ± 80 Ma.

Dans la limite des erreurs à ± 11 et ± 14 Ma, la mise en place des deux roches peut être considérée comme contemporaine. Elle se situe entre le sommet du Cambrien et l'Arénig, c'est-à-dire au Trémadoc. Cette datation est conforme aux interprétations lithostratigraphiques proposées par Mathieu (1937), Wyns (1980) et Bouton (1990). De plus, elle accrédite l'attribution à l'Arénig du quartzite de la Châtaigneraie sus-jacent.

On ne connaît pas la signification géodynamique de l'événement métamorphique enregistré par certains zircons autour de 430 Ma (base du Silurien).

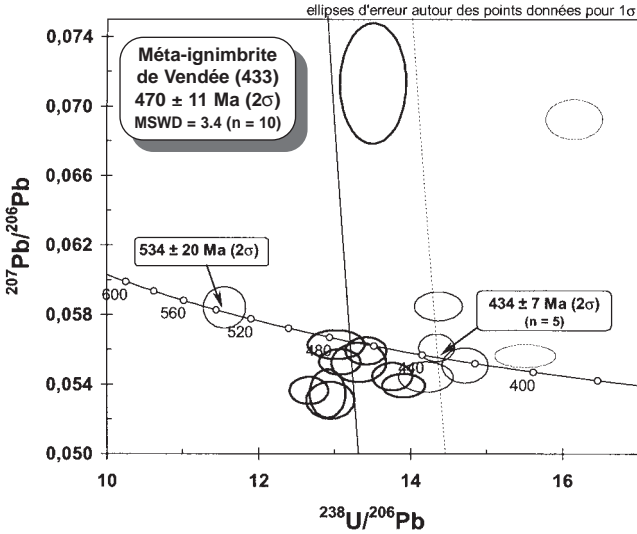


Figure A. Diagramme de Tera et Wasserburg non corrigé du Pb commun pour les zircons de la méta-ignimbrite de Fenioux (433). La droite de mélange entre ce Pb commun et les analyses prises en compte coupe la concordia à l'âge recherché.

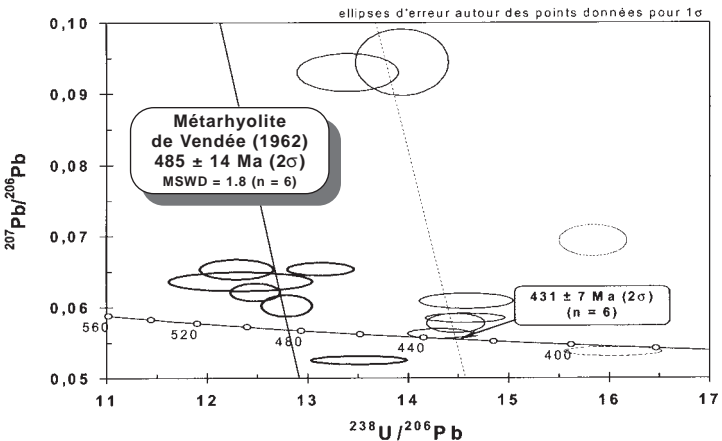


Figure B. Diagramme de Tera et Wasserburg non corrigé du Pb commun pour les zircons de la métarhyolite incorporée dans la brèche volcanoclastique des Plochères, à Saint-Pierre-du-Chemin.

| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % | Total | | | Radiogénique | | Âge (Ma) | | |
|-----------------------------|------------|-------------|------|-----------------------------|---|-----------------------|--|-------|---|--------------|--|----------|--|----|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± |
| <i>Métavolcanite (433)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1,1 | 409 | 167 | 0,41 | 30,6 | 3 284 | 0,147 | 11,553 | 0,229 | 0,05842 | 0,00097 | 0,0864 | 0,0017 | 534 | 10 |
| 2,1 | 177 | 67 | 0,38 | 11,9 | 1 964 | - | 12,909 | 0,192 | 0,05347 | 0,00113 | 0,0775 | 0,0012 | 481 | 7 |
| 3,1 | 277 | 70 | 0,25 | 18,0 | - | - | 13,322 | 0,293 | 0,05526 | 0,00092 | 0,0751 | 0,0017 | 467 | 10 |
| 4,1 | 192 | 40 | 0,21 | 12,9 | - | - | 12,945 | 0,257 | 0,05309 | 0,00087 | 0,0773 | 0,0015 | 480 | 9 |
| 5,1 | 375 | 50 | 0,13 | 25,6 | 29 605 | - | 12,664 | 0,208 | 0,05365 | 0,00064 | 0,0790 | 0,0013 | 490 | 8 |
| 6,1 | 312 | 83 | 0,27 | 19,0 | 2 875 | - | 14,203 | 0,294 | 0,05442 | 0,00071 | 0,0704 | 0,0015 | 439 | 9 |
| 7,1 | 1187 | 570 | 0,48 | 13,5 | 202 | - | 68,949 | 3,889 | 0,11143 | 0,00400 | 0,0145 | 0,0008 | 93 | 5 |
| 8,1 | 231 | 105 | 0,45 | 14,6 | 610 | 1,736 | 13,504 | 0,356 | 0,07131 | 0,00283 | 0,0728 | 0,0019 | 453 | 12 |
| 9,1 | 485 | 475 | 0,98 | 25,5 | 577 | 1,803 | 16,155 | 0,306 | 0,06925 | 0,00094 | 0,0608 | 0,0012 | 380 | 7 |
| 10,1 | 99 | 51 | 0,52 | 8,3 | 1 424 | 5,207 | 10,006 | 0,208 | 0,10560 | 0,00136 | 0,0947 | 0,0020 | 583 | 12 |
| 11,1 | 275 | 134 | 0,49 | 17,7 | 949 | - | 13,418 | 0,221 | 0,05593 | 0,00064 | 0,0745 | 0,0012 | 463 | 7 |
| 12,1 | 699 | 83 | 0,12 | 258,4 | 14 295 | - | 2,342 | 0,044 | 0,15844 | 0,00166 | 0,4270 | 0,0080 | 2292 | 36 |
| 13,1 | 474 | 92 | 0,19 | 28,6 | - | - | 14,346 | 0,191 | 0,05610 | 0,00064 | 0,0697 | 0,0009 | 434 | 6 |
| 14,1 | 434 | 356 | 0,82 | 26,1 | - | 0,156 | 14,370 | 0,259 | 0,05848 | 0,00068 | 0,0695 | 0,0013 | 433 | 8 |
| 15,1 | 303 | 57 | 0,19 | 19,1 | - | - | 13,762 | 0,215 | 0,05446 | 0,00065 | 0,0727 | 0,0011 | 452 | 7 |
| 16,1 | 147 | 80 | 0,54 | 8,6 | 955 | - | 14,720 | 0,248 | 0,05509 | 0,00082 | 0,0679 | 0,0011 | 424 | 7 |
| 17,1 | 238 | 73 | 0,31 | 15,8 | 1 381 | - | 13,073 | 0,222 | 0,05529 | 0,00059 | 0,0765 | 0,0013 | 475 | 8 |
| 18,1 | 395 | 135 | 0,34 | 24,5 | 2 625 | - | 13,910 | 0,231 | 0,05393 | 0,00055 | 0,0719 | 0,0012 | 448 | 7 |
| 19,1 | 754 | 98 | 0,13 | 42,1 | 11 854 | - | 15,511 | 0,330 | 0,05564 | 0,00053 | 0,0645 | 0,0014 | 403 | 8 |
| 20,1 | 323 | 312 | 0,97 | 21,5 | 10 434 | - | 13,023 | 0,306 | 0,05628 | 0,00068 | 0,0768 | 0,0018 | 477 | 11 |
| <i>Métavolcanite (1962)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1,1 | 415 | 372 | 0,90 | 28,8 | 1 349 | 0,999 | 12,294 | 0,297 | 0,06534 | 0,00114 | 0,0805 | 0,0019 | 499 | 12 |
| 2,1 | 305 | 114 | 0,38 | 20,8 | 1 328 | 0,603 | 12,481 | 0,202 | 0,06212 | 0,00102 | 0,0796 | 0,0013 | 494 | 8 |
| 2,2 | 768 | 453 | 0,59 | 46,3 | 2 511 | 0,195 | 14,314 | 0,259 | 0,05627 | 0,00057 | 0,0697 | 0,0013 | 434 | 8 |
| 3,1 | 377 | 268 | 0,71 | 109,6 | 5 471 | - | 2,976 | 0,069 | 0,11309 | 0,00148 | 0,3360 | 0,0078 | 1868 | 38 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|------|------|------|------|-------|---------|-------|--------|-------|---------|---------|--------|--------|------|----|
| 4,1 | 537 | 311 | 0,58 | 37,1 | 1 972 | 0,789 | 12,334 | 0,583 | 0,06363 | 0,00108 | 0,0804 | 0,0038 | 499 | 23 |
| 4,2 | 995 | 731 | 0,73 | 56,8 | 305 | 4,920 | 13,939 | 0,379 | 0,09441 | 0,00382 | 0,0682 | 0,0019 | 425 | 11 |
| 5,1 | 37 | 9 | 0,25 | 7,4 | 1 352 | - | 4,294 | 0,129 | 0,11154 | 0,00147 | 0,2329 | 0,0070 | 1349 | 36 |
| 6,1 | 759 | 366 | 0,48 | 42,0 | 163 | 9,185 | 13,948 | 0,354 | 0,13181 | 0,00718 | 0,0651 | 0,0017 | 407 | 10 |
| 7,1 | 470 | 202 | 0,43 | 115,2 | 1 465 | - | 3,530 | 0,099 | 0,16461 | 0,00154 | 0,2833 | 0,0079 | 1608 | 40 |
| 8,1 | 664 | 866 | 1,30 | 40,8 | 168 | 9,199 | 14,094 | 0,235 | 0,13193 | 0,00963 | 0,0644 | 0,0011 | 402 | 7 |
| 9,1 | 268 | 65 | 0,24 | 23,8 | 1 167 | - | 9,619 | 0,405 | 0,11610 | 0,00330 | 0,1040 | 0,0044 | 638 | 25 |
| 10,1 | 683 | 106 | 0,15 | 40,7 | 3 042 | 0,065 | 14,475 | 0,236 | 0,05774 | 0,00110 | 0,0690 | 0,0011 | 430 | 7 |
| 11,1 | 558 | 57 | 0,10 | 23,5 | 2 292 | 0,399 | 20,334 | 0,462 | 0,05673 | 0,00082 | 0,0490 | 0,0011 | 308 | 7 |
| 12,1 | 217 | 36 | 0,17 | 74,0 | - | - | 2,534 | 0,036 | 0,14150 | 0,00146 | 0,3946 | 0,0057 | 2144 | 26 |
| 13,1 | 125 | 82 | 0,66 | 7,4 | 947 | 0,767 | 14,581 | 0,380 | 0,06089 | 0,00089 | 0,0681 | 0,0018 | 424 | 11 |
| 14,1 | 57 | 275 | 4,81 | 3,9 | 438 | 0,370 | 12,794 | 0,205 | 0,06022 | 0,00124 | 0,0779 | 0,0012 | 483 | 7 |
| 14,2 | 117 | 351 | 2,99 | 5,3 | 272 | 4,078 | 19,162 | 0,408 | 0,08632 | 0,00271 | 0,0501 | 0,0011 | 315 | 7 |
| 15,1 | 272 | 181 | 0,66 | 14,2 | 928 | 1,818 | 15,841 | 0,276 | 0,06937 | 0,00179 | 0,0620 | 0,0011 | 388 | 7 |
| 16,1 | 629 | 230 | 0,37 | 185,8 | 308 446 | - | 2,931 | 0,051 | 0,11310 | 0,00130 | 0,3412 | 0,0060 | 1893 | 29 |
| 17,1 | 485 | 312 | 0,64 | 29,9 | 280 | 4,402 | 13,398 | 0,413 | 0,09297 | 0,00219 | 0,0714 | 0,0022 | 444 | 13 |
| 18,1 | 936 | 1857 | 1,98 | 58,6 | 3 622 | - | 13,510 | 0,389 | 0,05251 | 0,00048 | 0,0740 | 0,0021 | 460 | 13 |
| 18,2 | 836 | 287 | 0,34 | 49,6 | 1 685 | 0,468 | 14,569 | 0,323 | 0,05848 | 0,00052 | 0,0683 | 0,0015 | 426 | 9 |
| 19,1 | 1033 | 149 | 0,14 | 55,4 | 2 895 | - | 16,037 | 0,398 | 0,05373 | 0,00052 | 0,0624 | 0,0015 | 390 | 9 |
| 20,1 | 708 | 396 | 0,56 | 45,9 | 741 | 1,004 | 13,129 | 0,272 | 0,06537 | 0,00073 | 0,0754 | 0,0016 | 469 | 9 |

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ .
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{235}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-MC-ICPMS) sur zircons de métavolcanites de Vendée.

Les analyses en italiques n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen.

| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % | Rapports radiogéniques | | | | | ρ | Âge (Ma) | | | | | % Disc | | | |
|-----------------------------|------------|-------------|------|-----------------------------|---|-----------------------|--|--------|--|-------|---|--------|----------|--|----|--|----|-----------|---|-----|--|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ± | | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | |
| <i>Métavolcanite (433)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10,1 | 99 | 51 | 0,52 | 8,3 | 1424 | 1,237 | 0,0987 | 0,0020 | 1,304 | 0,088 | 0,0958 | 0,0061 | 0,309 | 607 | 12 | 848 | 38 | 1544 | 115 | 39 | |
| 12,1 | 699 | 83 | 0,12 | 258,4 | 14295 | 0,097 | 0,4266 | 0,0080 | 9,268 | 0,213 | 0,1576 | 0,0021 | 0,816 | 2290 | 36 | 2365 | 21 | 2430 | 22 | 94 | |
| <i>Métavolcanite (1962)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3,1 | 377 | 268 | 0,71 | 109,6 | 5471 | 0,276 | 0,3351 | 0,0078 | 5,111 | 0,162 | 0,1106 | 0,0024 | 0,738 | 1863 | 38 | 1838 | 26 | 1809 | 38 | 103 | |
| 5,1 | 37 | 9 | 0,25 | 7,4 | 1352 | 1,087 | 0,2303 | 0,0069 | 3,222 | 0,224 | 0,1015 | 0,0064 | 0,432 | 1336 | 36 | 1463 | 53 | 1651 | 112 | 81 | |
| 7,1 | 470 | 202 | 0,43 | 115,2 | 1465 | 0,931 | 0,2807 | 0,0079 | 6,037 | 0,223 | 0,1560 | 0,0038 | 0,758 | 1595 | 39 | 1981 | 32 | 2413 | 40 | 66 | |
| 9,1 | 268 | 65 | 0,24 | 23,8 | 1167 | 1,260 | 0,1027 | 0,0043 | 1,479 | 0,139 | 0,1045 | 0,0088 | 0,447 | 630 | 25 | 922 | 55 | 1705 | 147 | 37 | |
| 12,1 | 217 | 36 | 0,17 | 74,0 | - | - | 0,3946 | 0,0057 | 7,699 | 0,136 | 0,1415 | 0,0015 | 0,814 | 2144 | 26 | 2196 | 16 | 2246 | 18 | 95 | |
| 16,1 | 629 | 230 | 0,37 | 185,8 | 308446 | 0,005 | 0,3412 | 0,0060 | 5,319 | 0,112 | 0,1131 | 0,0013 | 0,831 | 1892 | 29 | 1872 | 18 | 1849 | 21 | 102 | |

- Notes : 1. Incertitudes données à 1σ.
2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.
4. Pour le % de concordance, 100 % désigne une analyse concordante.

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-MC-ICPMS) sur zircons de métavolcanites de Vendée.
Les zircons hérités sont traités à l'aide de la correction par le ²⁰⁴Pb.

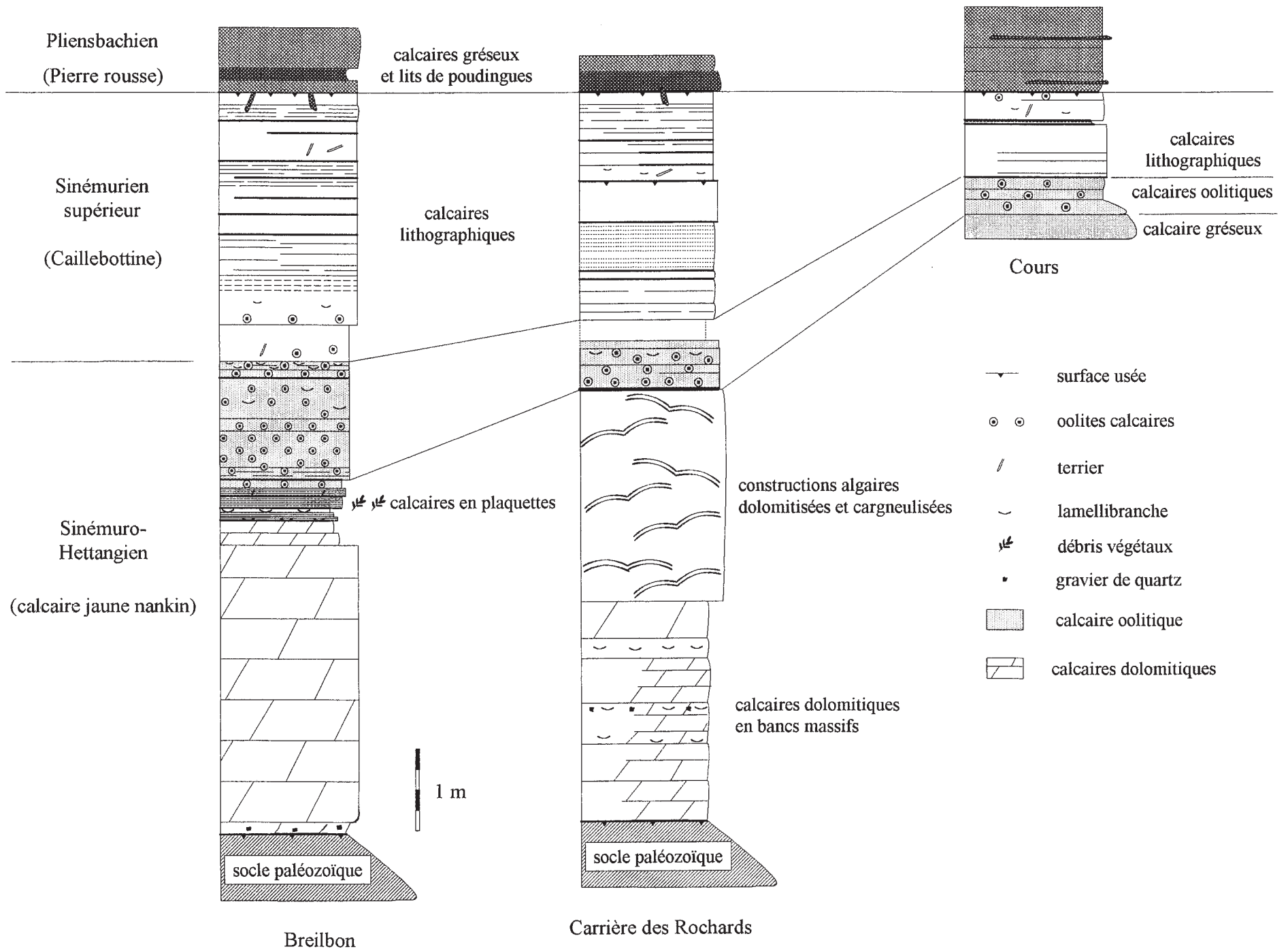


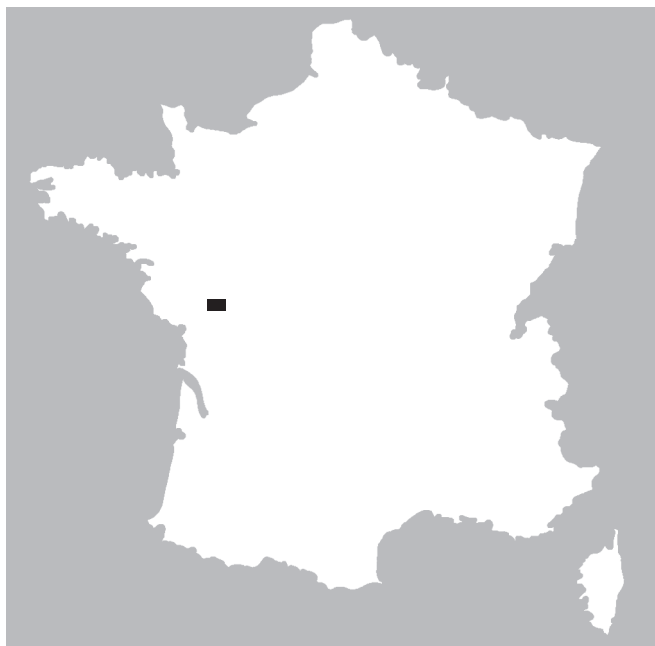
Fig. 15 - Le Lias inférieur dans la vallée de l'Égray

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Échelle 1/50 000





COULONGES-SUR-L'AUTIZE

La carte géologique à 1/50 000
COULONGES-SUR-L'AUTIZE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au Nord-Ouest : LA ROCHE-SUR-YON (N° 130)
au Sud-Ouest : FONTENAY (N° 141)
au Nord-Est : BRESSUIRE (N° 131)
au Sud-Est : NIORT (N° 142)

| | | |
|-------------------|------------------------|-----------------------|
| Chantonnay | Moncoutant | Parthenay |
| Fontenay-le-Comte | COULONGES-SUR-L'AUTIZE | Mazières-en-Gatine |
| Marans | Niort | Saint-Maixent-l'École |