



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

MELLE

MELLE

par

G. KARNAY, F. TEREYGEOL, F. CHARNET,
P. CHÈVREMONT, D. THIÉBLEMONT,
J.-F. BECQ-GIRAUDON, Y. LEMORDANT,
C. SOYER, P. BRANGER

La carte géologique à 1/50 000
MELLE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au Nord : NIORT (N° 142)
au Sud : SAINT-JEAN-D'ANGÉLY (N° 153)

	Niort	Saint- Maixent- l'École	Lusignan
Mauzé-sur- le-Mignon	MELLE	Civray	
Saint-Jean- d'Angély	Aulnay	Ruffec	

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. GUENNOC, 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
MELLE À 1/50 000**

par

**G. KARNAY, F. TEREYGEOL, F. CHARNET, P. CHÈVREMONT,
D. THIÉBLEMONT, J.-F. BECQ-GIRAUDON, Y. LEMORDANT,
C. SOYER, P. BRANGER**

2004

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

ERRATUM

Les contours de formations jurassiques figurant au Sud-Ouest de la carte géologique de Melle ont été légèrement modifiés ; ces modifications sont indiquées sur un extrait de la partie correspondante de la carte inséré à la fin de ce livret.

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

– *pour la carte* : KARNAY G. (2004) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Melle (636). Orléans : BRGM. Notice explicative par Karnay G., Tereygeol F., Charnet F., Chèvremont P., Thiéblemont D., Becq-Giraudon J.-F., Lemordant Y., Soyer C., Branger P. (2004), 82 p.

– *pour la notice* : KARNAY G., TEREYGEOL F., CHARNET F., CHÈVREMONT P., THIÉBLEMONT D., BECQ-GIRAUDON J.-F., LEMORDANT Y., SOYER C., BRANGER P. (2004) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Melle (636). Orléans : BRGM, 82 p. Carte géologique par Karnay G. (2004).

© BRGM, 2004. 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 : 2-7159-1636-1

SOMMAIRE

RÉSUMÉ – ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	12
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	12
Socle varisque	12
Couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque	14
Quaternaire et formations superficielles	37
DONNÉES STRUCTURALES ET ÉVOLUTION TECTONIQUE	40
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	43
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	55
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	55
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	59
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	64
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	64
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	66
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	66
<i>ARCHÉOLOGIE MINIÈRE</i>	67
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	73
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	76
AUTEURS	82

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation géologique de la feuille Melle (636)	8
Fig. 2 - Carte géologique du socle poitevin (extrait de P. Rolin et M. Colchen, 2001)	9
Fig. 3 - Coupe générale SW-NE du Seuil du Poitou (socle d'après P. Rolin et M. Colchen, 2001)	10
Fig. 4 - Melle : isohypses du toit du socle	15
Fig. 5 - Coupe du Pliensbachien de la carrière de Chavagné (d'après É. Cariou)	18
Fig. 6 - Coupe de de Celles-sur-Belle dans le Jurassique inférieur et moyen (Cariou <i>et al.</i> , 1991)	24
Fig. 7 - Coupe de l'Aalénien de la source de la Vierge, entre Melle et Celles-sur-Belle (d'après P. Branger)	26
Fig. 8 - Melle : itinéraire géologique proposé	72

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Échelle stratigraphique du Jurassique et âge relatif des discontinuités majeures observées sur les feuilles voisines Saint-Maixent-l'École et Melle (Cariou, 2001) (hors texte)	
Tabl. 2 - Melle : analyse géochimique du Granite de Pied-Pouzin	14

RÉSUMÉ

La feuille Melle s'intègre à la partie occidentale du Seuil du Poitou (fig. 1), sur son versant aquitain. Cette région est constituée de plateaux calcaires à pendage général vers le Sud-Ouest et de marnes qui occupent la dépression de la vallée de la Boutonne. Les affluents de la Boutonne entaillent profondément les plateaux par des vallées étroites de direction NE-SW, mettant au jour les terrains liasiques et le socle granitique au Nord de Melle.

La couverture méso-cénozoïque est essentiellement constituée par les calcaires et marno-calcaires du Jurassique, surmontés de formations superficielles peu épaisses. Les sédiments d'âge Jurassique inférieur, transgressifs, peu épais, reposent en discordance sur le socle anté-mésozoïque, incomplètement pénéplané durant la phase d'érosion permo-triasique. La plupart des paléoreliefs ont été ennoyés dès le Toarcien. Les sédiments jurassiques les plus récents sont marins, d'âge Kimméridgien inférieur, ils constituent les ressauts morphologiques du Sud-Ouest de la carte. Il n'existe pas de témoin de l'histoire sédimentaire fini-Jurassique et Crétacé sur le territoire de la feuille.

Certains axes structuraux du socle, de direction sud-armoricaine, sont actifs dès la fin du Jurassique moyen, induisant une structuration synsédimentaire précoce en horst et graben. Cette structuration a été accentuée durant les diverses phases compressives et distensives de l'orogénèse pyrénéo-alpine. La vallée de la Boutonne peut-être interprétée comme une structure disposée à l'aplomb d'une faille NW-SE du socle, accident satellite du Cisaillement sud-armoricain.

La Faille de Lezay, passant dans l'angle nord-est de la carte, constitue le prolongement sud-est de la Faille de Parthenay, qui se poursuit vers Ruffec et le Sud-Limousin.

Cette notice traite de la géologie de l'environnement avec les relations entre la nature des sols et la végétation, les ressources en eau, les substances utiles et la minéralisation des assises du Lias inférieur et moyen, notamment en éléments métalliques, concentrée le long des accidents tectoniques.

Un chapitre particulier est réservé à l'archéologie minière. Enfin, un itinéraire a été choisi pour permettre d'une part, d'observer des sections typiques dans les diverses formations de la couverture, et d'autre part d'apprécier les aspects touristiques de la région.

ABSTRACT

The Melle map area lies on the Aquitanian side of the western part of the "Seuil du Poitou" (Fig. 1). The region is characterised by south-westerly dipping limestone plateaux, and by marly deposits in the depression formed by the Boutonne valley. The tributaries of the River Boutonne form deep, narrow, steep-sided valleys, which cut through the plateaux according to a NE-SW direction, revealing Lias deposits and a granitic basement to the north of Melle. The Mesozoic-Cenozoic cover is mainly formed of Jurassic limestone and marly limestone, overlain by thin surficial formations. Transgressive and thin Early Jurassic sediments lie unconformably on the pre-Mesozoic basement, which underwent incomplete peneplanation during the Permian-Triassic erosion phase. Most of the palaeo-reliefs were drowned due to marine transgression during Toarcian times. The most recent Jurassic sediments are marine, dating from the Early Kimmeridgian. They form the geomorphological escarpments in the south-west of the map area. No evidence of end-Jurassic or Cretaceous sedimentation is observed in the present map area.

A number of basement structural axes, following a South Armorican trend, were active from the end of the Middle Jurassic and resulted in an early synsedimentary horst and graben structure. This structural system was enhanced by the various compressional and extensional stages that occurred during the Pyrenean-Alpine orogenies. The Boutonne valley can be interpreted as a structure situated directly above a NW-SE-trending basement fault, a secondary fault associated with the South Armorican Shear.

The Lezay Fault, a south-easterly continuation of the Parthenay Fault, crosses the north-eastern corner of the map area. This fault in turn continues towards Ruffec and the south Limousin region.

These explanatory notes are a guide to the geology of the area, taking into account the interactions between the nature of the soils and the vegetation, the water resources, the raw materials and the mineralization - especially metallic elements - within the Early and Middle Lias strata and associated with major tectonic faults.

Mining archaeology is discussed in a separate chapter. Finally, a route is suggested that reveals not only some typical sections of the various sedimentary cover formations, but also some of the more general touristic aspects of this region.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Melle à 1/50 000 (fig. 1) est située sur le versant aquitain du Seuil du Poitou qui sépare le Bassin de Paris du Bassin d'Aquitaine. Morphologiquement, c'est une région basse comprise entre les collines du Massif vendéen au Nord-Ouest et les hauteurs du Massif central au Sud-Est. Elle est constituée pour l'essentiel de plateaux calcaires jurassiques profondément entaillés par les vallées de la Boutonne et de ses affluents (la Berlande, la Légère, la Belle et la Béronne), parfois jusqu'au socle granitique, comme à Pied-Pouzin.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le Seuil du Poitou (fig. 2 et 3) correspond à un vaste anticlinal de direction NW-SE et à grand rayon de courbure. Sa couverture jurassique, relativement peu épaisse, n'est que partiellement préservée. La partie axiale de ce seuil est formée par les calcaires durs du Dogger qui ont résisté à l'érosion continentale et dont le sommet est recoupé par une surface structurale relativement plane. De part et d'autre de ce bombement du socle, les formations mésozoïques – et d'abord jurassiques – affleurent en auréoles d'âge de plus en plus récent lorsqu'on s'écarte de l'axe du seuil par suite d'un pendage général faible (2° à 3°) vers le Nord-Est (Bassin de Paris) et vers le Sud-Ouest (Bassin d'Aquitaine). La couverture sédimentaire est affectée principalement par des failles d'âge pyrénéo-alpine de direction NW-SE. Les différentes phases tectoniques ont déterminé plusieurs axes anticlinaux et synclinaux de direction sud-armoricaine qui traversent le Seuil du Poitou sur toute sa largeur en le compartimentant. Parmi les principaux, citons l'axe anticlinal de Champagné-Saint-Hilaire et celui de Montalembert (Welsch, 1903 ; Mathieu, 1961). Sur la feuille Melle, cette structuration tertiaire perturbe quelque peu la disposition régulière des auréoles des terrains jurassiques. Elle a permis notamment la préservation des formations du Jurassique supérieur au sein des plateaux du Jurassique moyen, dans le synclinal de Lezay (angle nord-est de la carte). Ces grands accidents sud-armoricains affectent la couverture sédimentaire et correspondent à une structuration du socle paléozoïque qui a rejoué durant les phases pyrénéo-alpines. Le pluton leucogranitique de Melle semble également affecté par cette tectonique polyphasée. Les couches liasiques qui recouvrent directement les formations hercyniennes (lacune du Permo-Trias), affleurent essentiellement sur la bordure des massifs anciens (Massif central, Massif vendéen) et localement au fond des vallées de la partie surélevée du Seuil.

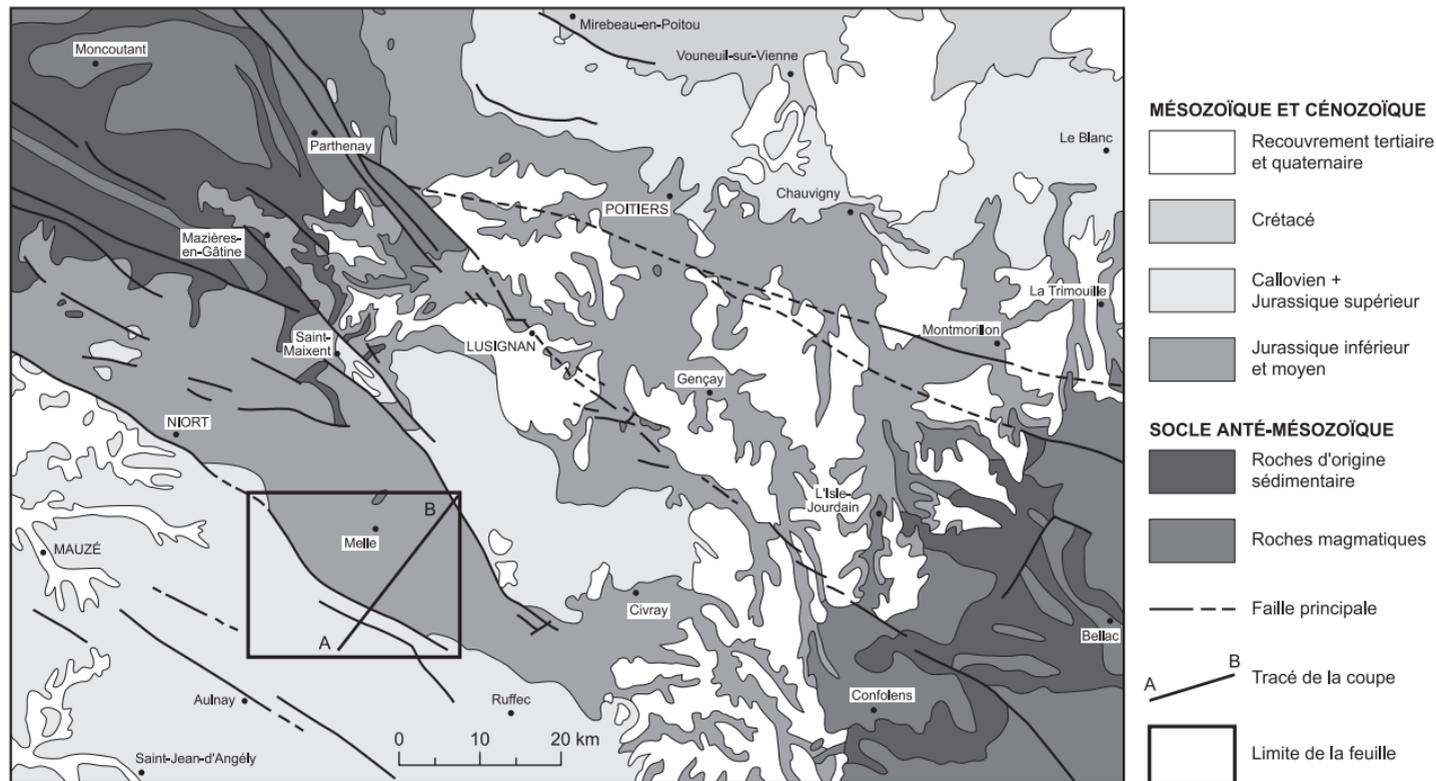
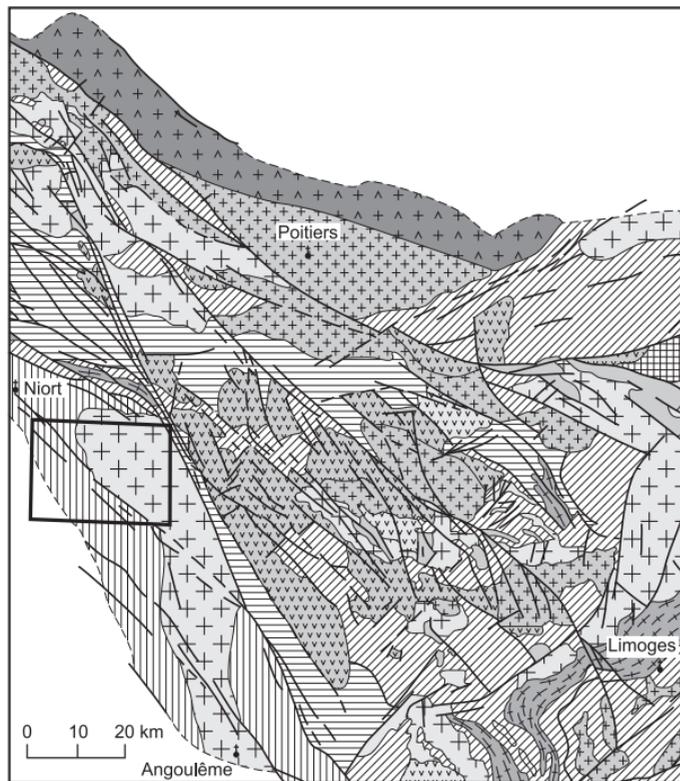


Fig. 1 - Situation géologique de la feuille Melle (636)



Âge du magmatisme

-  Namuro-westphalien (330 - 300 Ma)
-  Dévono-dinantien (380 - 345 Ma)
-  Ordovicien (480 - 440 Ma)
-  Cambrien (540 - 500 Ma)

Unités litho-tectoniques

-  Unité supérieure épimétamorphique
-  Unité épimétamorphique du Bas-Bocage
-  Unité intermédiaire : inférieure (UIG) et supérieure (USG)
-  Unité basale parautochtone

Lithologie

-  Leucogranite (peralumineux)
-  Granodiorite et monzogranite (peralumineux)
-  Granodiorite, tonalite, diorite (calco-alcalin)
-  Microgranite et roche basique
-  Méta granite calco-alcalin orthogneissifié

-  Limite de la feuille Melle

Fig. 2 - Carte géologique du socle poitevin (extrait de P. Rolin et M. Colchen, 2001)

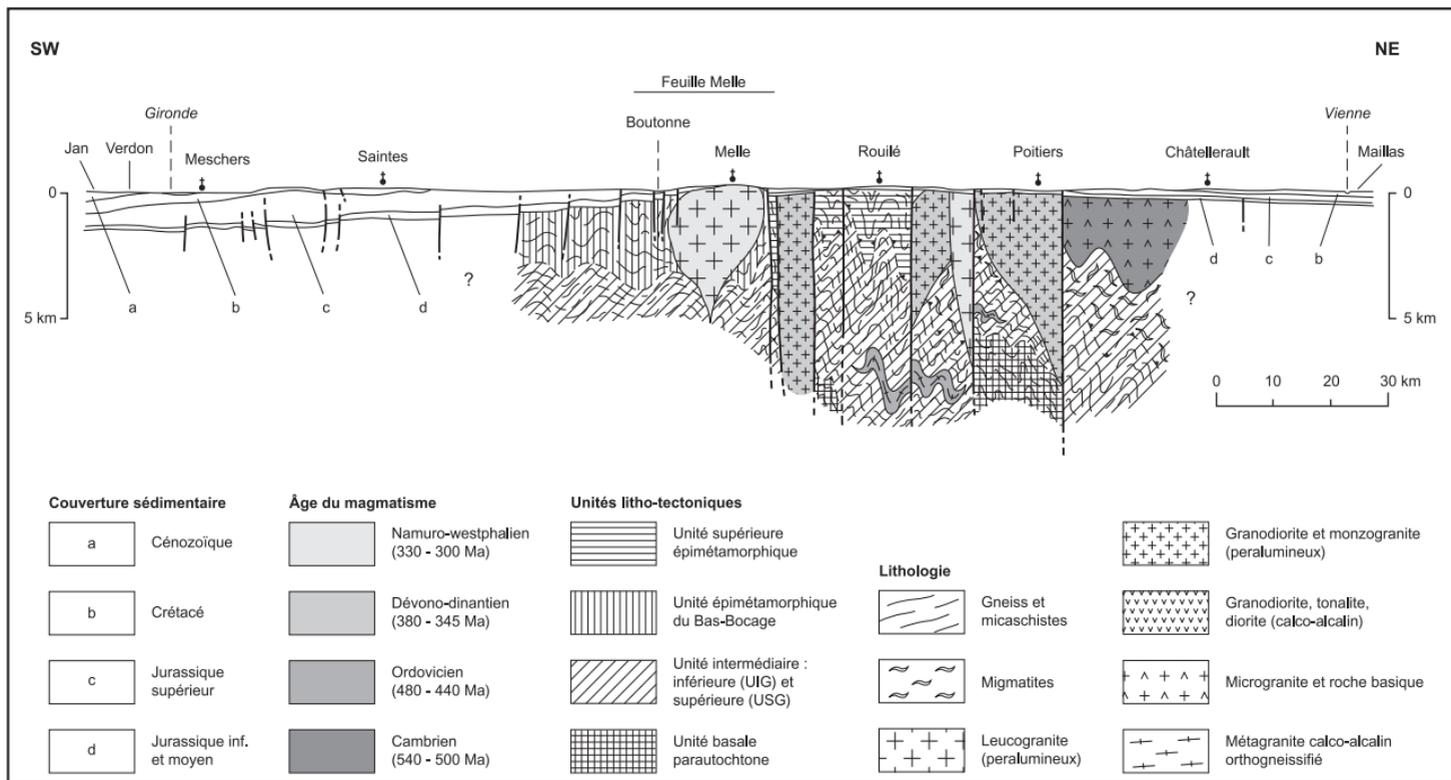


Fig. 3 - Coupe géologique SW-NE du Seuil du Poitou (socle d'après P. Rolin et M. Colchen, 2001)

*TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT
DE LA CARTE*

La feuille Melle à 1/50 000 s'intègre à la moitié nord de la carte géologique de Saint-Jean-d'Angély à 1/80 000 (n° 153) dont les explorations ont été effectuées successivement pour la 1^{ère} édition (1895) par A. Boisselier, et pour la 2^e édition (1965) par A. Brillanceau, J. Fradin, J. Gabilly, J. Polvêche et G. Waterlot, sous l'autorité de J. Goguel. Elle se superpose également pour partie à la carte de Niort (n° 142) dont les explorations ont été effectuées successivement pour la 1^{ère} édition (1903) par J. Welsch, pour la 2^e édition (1946) par P. Gillard et G. Mathieu et enfin pour la 3^e édition (1966) par G. Mathieu, J. Gabilly, É. Cariou et P. Moreau. Cette dernière édition a été publiée sous l'autorité de J. Goguel.

La cartographie a bénéficié de plusieurs études portant aussi bien sur la couverture sédimentaire que sur le socle hercynien, qui ont donné lieu à des thèses, mémoires de DEA ou de DES, soutenus pour la plupart à l'Université de Poitiers. Ont été également intégrées les informations fournies par les nombreux forages répertoriés sur le territoire de la feuille et mises à disposition par le Service géologique régional (SGR) du BRGM, basé à Poitiers.

Les différentes formations distinguées dans le Jurassique tiennent compte de la cartographie des feuilles contiguës de Saint-Maixent-l'École (inédate), et celles de Mauzé-sur-le-Mignon, de Civray et de Aulnay à 1/50 000, publiées précédemment. Elle a donné lieu en outre à une coordination avec Élie Cariou pour ce qui concerne la feuille Saint-Maixent-l'École.

Dans la description de la succession lithologique, une place a été faite aux discontinuités sédimentaires majeures. Calées sur l'échelle biostratigraphique, ces « événements repères » de grande extension géographique et bien connus à travers les bassins européens, rythment la sédimentation jurassique. Ils sont classiquement attribués aux variations relatives du niveau marin d'origine tectono-eustatique, et à l'échelle du 3^e ordre ils impliquent des durées comprises entre 0,5 et 5 Ma (Vail *et al.*, 1987). En termes de dynamique sédimentaire, la signification de certaines discontinuités majeures est encore controversée (Graciansky *et al.*, 1998). Elles seront donc signalées lorsque l'interprétation des surfaces fait l'objet d'un large consensus, ou lorsqu'elles se justifient par un processus sédimentaire important (rétrogradation, progradation).

Sur la feuille Melle, certains étages allant du Pliensbachien au Kimméridgien inférieur, sont devenus des références classiques en géologie ; ceci pour deux raisons :

– le caractère relativement continu de certaines coupes ;

– la richesse en ammonites – fossiles-guides chronostratigraphiques par excellence – dont l'étude (Gabilly, 1976 ; Cariou, 1980 ; P. Hantzpergue, 1987) a largement contribué à l'établissement des biohorizons (tabl. 1, hors texte) des échelles standards du Jurassique des provinces nord-ouest européennes (Toarcien à Bajocien) ou subméditerranéennes (Callovien à Oxfordien ; *in* Groupe français d'étude du Jurassique, 1997).

L'importance de ces formations locales en terme de résolution du temps relatif au Jurassique justifie de détailler certaines séquences de biohorizons d'ammonites. Des coupes représentatives seront décrites avec précision, car leur valeur stratigraphique dépasse largement l'échelle de la carte.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Il existe quelques données fiables obtenues par sondage sur le territoire de la feuille Melle ; elles concernent en premier lieu la couverture de la partie surélevée du Seuil et la vallée de la Boutonne.

La présence de sables argileux et grès d'âge Hettangien inférieur probable et de dolomies et calcaires dolomitiques d'âge Hettangien à Pliensbachien, ont ainsi pu être mis en évidence.

Les forages ont également permis d'approcher l'extension du pluton leucogranitique de Melle sous la couverture sédimentaire.

Le substrat du synclinal de Lezay semble constitué par un lambeau d'un équivalent de l'Unité supérieure épimétamorphique du Bassin de Chantonnay, décroché par la Faille de Parthenay (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1983, 1984).

Les micaschistes de la partie sud-ouest de la carte sont à rattacher à l'Unité épimétamorphique du Bas Bocage (Rollin et Colchen, 2001).

TERRAINS AFFLEURANTS

SOCLE VARISQUE

4γ. Leucogranites peralumineux de Pied-Pouzain, à grain moyen, à deux micas (magmatisme namuro-westphalien) (325 à 305 Ma). Les Leucogranites de Pied-Pouzain affleurent dans la vallée de la Béronne, au Nord de Melle. C'est une roche à grain moyen, formée d'un assemblage de cristaux de quartz et de feldspaths, de lamelles de mica noir et de mica blanc de forme

fréquemment losangique. Au sein de l'assemblage quartzo-feldspathique un examen attentif à la loupe permet de distinguer du quartz caractérisé par son éclat vitreux, du feldspath potassique de teinte rose pâle, et du plagioclase de teinte beige.

L'étude pétrographique en lame mince (P. Chèvremont, BRGM) montre une texture hypidiomorphe grenue, avec une orientation planaire fruste du quartz et des micas avec une taille de grain variant entre 1 et 6 mm et une moyenne de 3-4 mm. Elle confirme la composition de leucogranite à deux micas et permet de donner les précisions suivantes :

- le quartz forme de grands (4 à 6 mm) assemblages polycristallins à extinction onduleuse, qui englobent parfois de petits cristaux de quartz et/ou de biotite ;
- le feldspath potassique se présente en plages xénomorphes de taille variable (1 à 5 mm), les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase ou plus rarement de quartz ; de rares plages sont piquetées de quelques paillettes de mica blanc secondaire ;
- le plagioclase acide (oligoclase-albite) constitue des cristaux subautomorphes à automorphes, zonés ou non ; le cas échéant, au zonage de composition se superpose un zonage d'altération : la bordure albitique est limpide alors que le cœur, plus basique, est fortement « sali » par des particules cryptocristallines (argiles de type illite, probables) et parfois maculé de taches de feldspath potassique secondaire et/ou piqueté de quelques fines paillettes de mica blanc (phengite ?) ;
- les deux micas forment des lamelles, isolées ou en amas, aux contours déchiquetés ; les proportions de biotite et de muscovite primaire sont à peu près égales : environ 5 % de la composition modale pour chacun des deux micas ; la biotite a une teinte brun-rouge et est fréquemment criblée de micro-inclusions de zircon avec des halos de radioactivité ;
- les minéraux accessoires sont le zircon, en inclusion dans la biotite uniquement, et l'apatite, associée à de la biotite ou non.

La coexistence de deux micas et la relative abondance de muscovite primaire permettent de classer le leucogranite de Pied-Pouzin dans l'association magmatique peralumineuse.

Une analyse géochimique a été effectuée au BRGM (tabl. 2). La roche est acide ($\text{SiO}_2 = 72,9 \%$), leucocrate ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} = 2,15 \%$), riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 4,98 \%$) et fortement peralumineuse ($A/\text{CNK} = 1,2$ où A/CNK est le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en proportions atomiques). En cela elle se rattache aux leucogranites peralumineux qui représentent un type lithologique très largement répandu au sein du socle varisque du Massif armoricain (Chantraine *et al.*, 1996). Les éléments traces confirment cette analogie. Ainsi :

Majeurs		Terres rares		Traces	
SiO ₂ (%)	72,90	La (ppm)	15,40	Li (ppm)	241,00
TiO ₂	0,17	Ce	34,00	Rb	385,00
Al ₂ O ₃	14,90	Pr	4,00	Ba	253,00
Fe ₂ O _{3t}	1,15	Nd	16,30	Sr	88,00
MnO	0,03	Sm	3,10	Th	10,60
MgO	0,40	Eu	0,50	U	2,90
CaO	0,60	Gd	2,10	Ta	1,70
Na ₂ O	3,60	Tb	0,30	Nb	10,30
K ₂ O	4,98	Dy	1,10	Hf	2,50
P ₂ O ₅	0,34	Ho	0,10	Zr	61,00
PF	0,90	Er	0,30	Y	7,60
Total	99,97	Tm	< 0,10	V	< 10,00
		Yb	0,30	Co	< 5,00
A/CNK	1,20	Lu	< 0,10	Cr	19,00
				Ni	19,00
				Sn	20,00
				W	< 1,00

Tabl. 2 - Melle : analyse géochimique du granite de Pied-Pouzin

– la roche est très riche en Li (241 ppm) et Rb (385 ppm), mais pauvre en Zr (61 ppm), ce qui constitue des caractéristiques communes des leucogranites peralumineux. La faible teneur en Zr (61 ppm) témoigne d'une faible solubilité du zircon (Watson et Harrison, 1983) ;

– le spectre de terres rares est nettement fractionné, avec un appauvrissement très marqué en terres rares lourdes (ex. Yb = 0,3 ppm) ; ceci suggère que la fusion a opéré à relativement haute pression, dans les conditions de la stabilité du grenat ;

– l'enrichissement en terres rares légères, comme la teneur relativement forte en P₂O₅ (0,34 %) témoignent d'une forte solubilité de l'apatite (Watson et Copobianco, 1981). La teneur plutôt forte en Ba exclut un fractionnement poussé de feldspath alcalin.

L'ensemble de ces caractéristiques conduit à interpréter ce granite comme le produit de la fusion d'un matériau crustal, probablement métapélitique (caractère fortement peralumineux, fortes teneurs en Rb et Li), à assez haute température (> 800 °C ?) (fortes teneurs en P₂O₅, terres rares légères et Ba) (Watson et Copobianco, 1981).

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

Lias

La morphologie actuelle du toit du socle (fig. 4) montre une zone haute, le « Dôme de Melle », avec des aires plus profondes. Les limites entre ces différents domaines sont soulignées par une tectonique déjà présente au

début du Jurassique. Même si les structures ont rejoué tardivement pendant les orogénèses pyrénéenne et alpine, la sédimentation jurassique porte les marques de cette structuration hercynienne.

Lias inférieur

Il comprend trois formations : Formation argilo-sableuse à la base, Calcaire jaune nankin (Welsch, 1903), Calcaire caillebotine (Welsch, 1903) au sommet. Les sondages montrent que le Lias inférieur est généralisé, mais néanmoins discontinu et d'épaisseur très variable. Ces particularités s'expliquent par le fait que le Lias inférieur comble des paléocreux, mais est absent sur les paléoreliefs résiduels du socle anté-mésozoïque, incomplètement pé-néplané durant le Permo-Trias, comme c'est le cas à Pied-Pouzin.

l1As. Formation argilo-sableuse : argiles sableuses et grès (Hettangien) (0 à 12 m). Cette formation de base correspond aux « Grès infraliasiques des Charentes » (Coquand, 1858 ; Welsch, 1903) ou « Infralias » (de Longuemar, 1870 ; Glangeaud, 1895) des anciens auteurs. Elle affleure très ponctuellement et de façon pelliculaire (2 à 3 m) à Pied-Pouzin, où elle repose en discordance sur le socle leucogranitique. Elle est constituée essentiellement par des alternances lenticulaires de lits grésosableux dolomitiques, de lits d'argiles dolomitiques et de lits formés d'un mélange de sables, d'altérites et d'argiles vertes. Dans les grès, les grains de quartz prédominent, souvent anguleux à subanguleux, classés ou non, mais on constate aussi la présence de micas blancs et de feldspaths. L'illite est le minéral dominant dans la phase argileuse (90 %), la montmorillonite est accessoire. Latéralement, l'assise argilo-sableuse d'origine continentale présente essentiellement des caractères fluviaux de milieu estuarien. Elle renferme une flore remarquable (Zeiller, 1911) que A. Carpentier (1947-1949) a attribué à l'Hettangien inférieur (zone à Thaumatopteris), malgré des affinités rhétiennes marquées. La Formation argilo-sableuse affleure largement sur les feuilles voisines plus proches du socle vendéen (Saint-Maixent, Niort, Fontenay-le-Comte).

l1-2Cjn. Formation des Calcaires jaune nankin : calcaires dolomitiques jaune ocre (Hettangien - Sinémurien) (0 à 40 m). Ces termes descriptifs (de Longuemar, 1870) ont été repris par J. Welsch (1903) pour désigner la formation. Son épaisseur est variable, car dépendante de la topographie du substratum. Elle est souvent de l'ordre de la dizaine de mètres, mais sa puissance peut atteindre 40 m en forage près de Luché-sur-Brioux (7 ~ 137). Le Calcaire jaune nankin affleure ponctuellement près de Pied-Pouzin, où il est très réduit, et au Sud de Melle dans la vallée de la Béronne. Il est plus ou moins silicifié près des accidents minéralisés et souvent dolomitisé : dolomie saccharoïde, dolomicrite, dolomie argileuse ; la teneur en dolomite varie de 20 % à 40 % (Moreau, 1961), voire davantage, jusqu'à 80 % selon Lounnon et Horon (1963). Cette formation est généralement très altérée par des circulations d'eau,

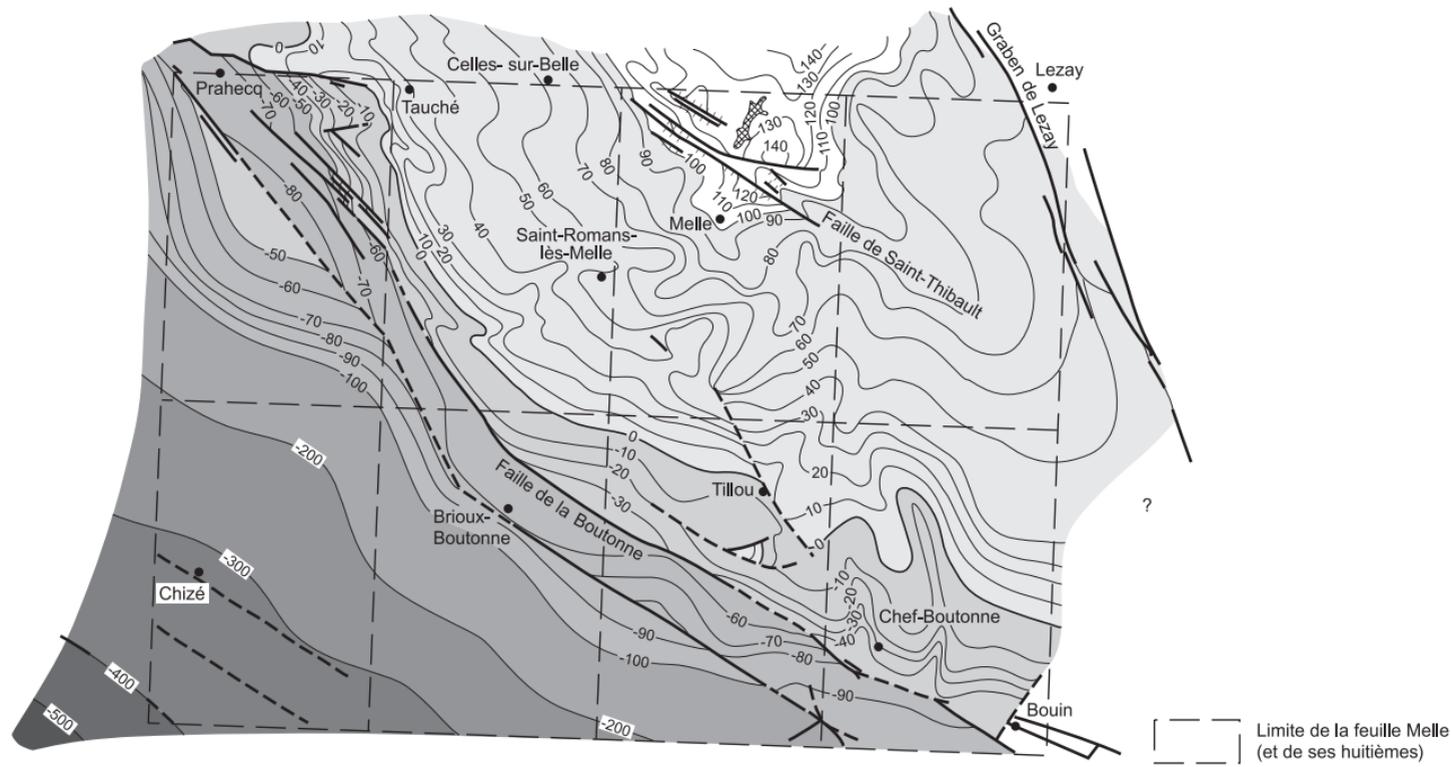


Fig. 4 - Melle : isohypses du toit du socle

cargneulisée. À l'extrême base, elle renferme ponctuellement des détritiques grossiers (quartz, fragments de Schistes verts). Le contact avec la Formation argilo-sableuse n'est pas toujours franc. À la base du calcaire dolomitique, des décharges silico-détritiques s'intercalent parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur. Les couches les moins altérées montrent des microfaciès carbonatés variés, allant des grainstones oolitiques souvent très fins et bien calibrés, aux packstones et aux mudstones bioclastiques. Ces calcaires renferment par endroits de minces lentilles ou niveaux centimétriques lumachelliques à petits lamellibranches, gastropodes et crinoïdes. Dans les assises altérées, la présence de grandes plages éparses de sparite de néoformation est caractéristique.

Le Calcaire jaune nankin comporte des passées très bioclastiques qui se caractérisent notamment par l'abondance de petits lamellibranches littoraux associés à des petits gastéropodes. Ils ont été étudiés par M. Cossmann (1902–1903) en Vendée. Parmi les espèces recueillies dans le département des Deux-Sèvres, citons parmi les lamellibranches *Ostrea anomala*, *Chlamys chartroni*, *Gervilleia rhombica*, *Modiola rustica*, *Parallelodon hettangiense*, *Cardinia ovum*, *Astarte chartroni*, *Trapeium laevigatum*, etc., et parmi les gastéropodes, *Procerithium potamidulum*, *Pseudomelania chartroni*, *Coelostylina paludinoides*, *Chartronia digoniata*, *Patella schmidti*. Les brachiopodes (*Terebatula punctata* var. *lata*), les échinodermes (*Acrosalenia chartroni*) et les algues calcaires (*Paleodasycladus barrabei*) sont beaucoup moins fréquents ; les céphalopodes sont apparemment absents. La 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 n'est pas exclu que le Sinémurien soit déjà représenté dans la partie supérieure (Lougnon et Horon, 1963).

Calcaire caillebotine (Welsch, 1903) (Sinémurien supérieur) (0 à 7 m). Cette formation n'affleure pas sur la carte Melle, mais elle est parfois recoupée en forage. C'est un calcaire micritique, un peu dolomitique, bioturbé, de couleur gris fumé à bleuté, en bancs métriques à surfaces ondulées, souvent stylolitisées. 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, 1961). La formation comporte de minces passées bioclastiques, centimétriques, à faunes de petits lamellibranches. Vers la base, s'observent parfois de très fines oolites faiblement hématisées (Welsch, 1903). On note l'existence de plusieurs surfaces taraudées au sein du calcaire micritique.

La Formation caillebotine, si remarquable, ne s'individualise qu'à proximité du Massif vendéen, où elle affleure largement dans les vallées du Chambon,

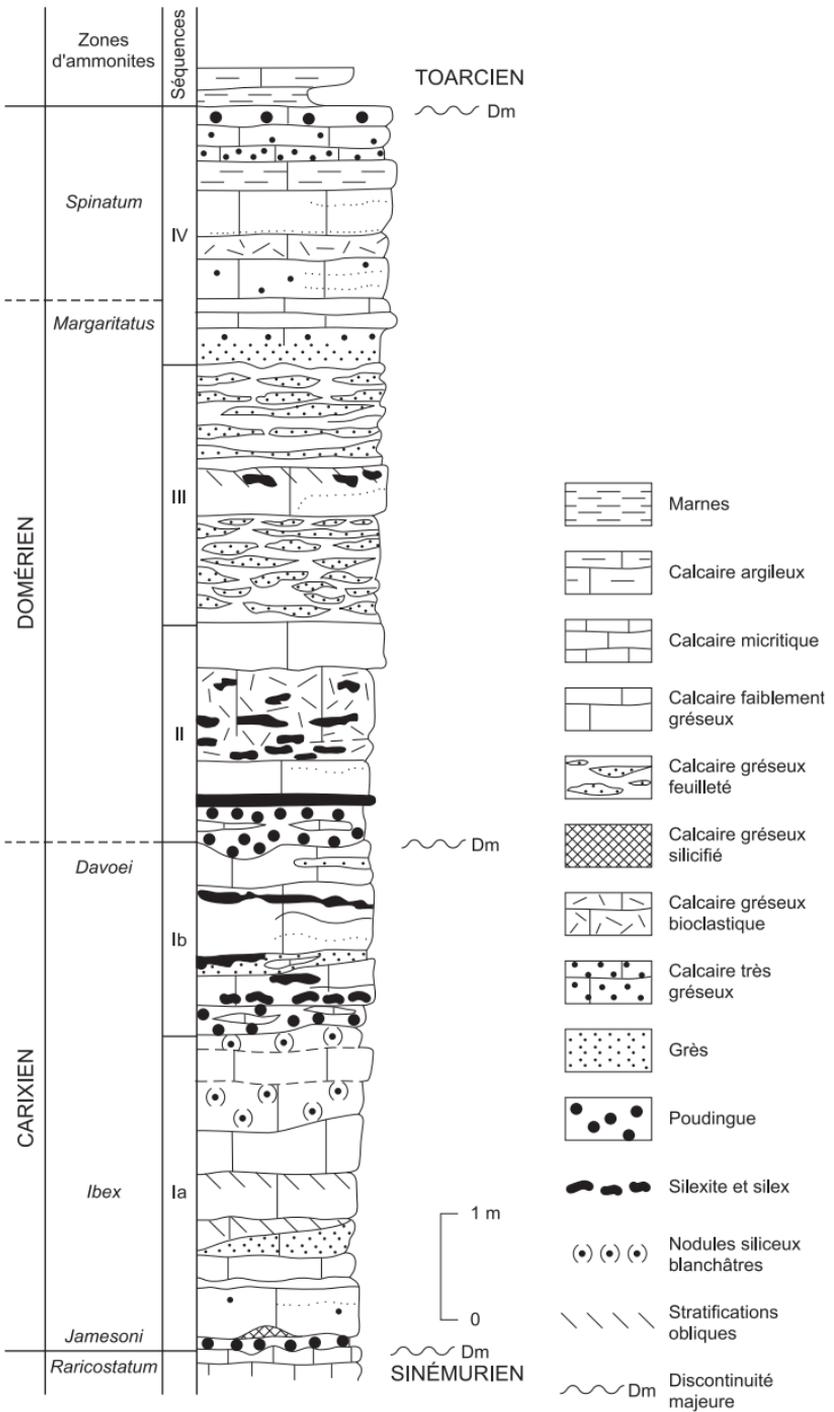


Fig. 5 - Coupe du Pliensbachien de la carrière de Chavagné (d'après É. Cariou)

du Lambon, de la Sèvre Niortaise à l'Ouest de Saint-Maixent. Son épaisseur diminue d'Ouest en Est et le Lias moyen repose directement sur le Calcaire jaune nankin (Gabilly, 1960). Au Nord de Fressines, sur la carte Saint-Maixent, le Lias moyen repose directement sur des calcaires oolitiques et bioclastiques faiblement dolomités. D'une manière générale, l'existence de niveaux repères (à *Spiriferina* et argiles vertes) a permis de montrer le passage vers le Sud-Est du Calcaire caillebotine au faciès très dolomitisé jaune nankin.

Lias moyen

l3Pr. **Formation de la Pierre rousse : calcaires grossiers bioclastiques à silex et lentilles gréseuses arkosiques (Fournier, 1888) (Pliensbachien) (6 à 17 m)**. La puissance de cette assise essentiellement carbonatée varie de 6 m près de Saint-Médard (forage 2 ~ 19) à 17 m près de Brûlain (forage 1 ~ 21), selon que l'on se trouve sur le « horst » ou « Dôme de Melle » ou sur la bordure du Bassin aquitain. Ces calcaires qui renferment des silex se présentent en bancs décimétriques à pluridécimétriques, et montrent des structures lenticulaires évoquant des remplissages de chenaux. Le faciès le plus commun est celui d'une calcarénite parfois plus ou moins gréseuse riche en grands bioclastes (lamellibranches, rostrés de bélemnites). De couleur grise, la roche s'altère superficiellement en calcaire roux, d'aspect saccharoïde, associé à la présence de dolomite. La texture typique correspond à une biosparite à pellesoïdes renfermant parfois des quartz subanguleux (origine probable dans les quartz d'exudation des séries métamorphiques du socle vendéen), des paillettes de muscovite, et des plages dédolomitisées, secondairement silicifiées. La Pierre rousse comporte aussi des niveaux de calcaires fins. Dans ces calcaires s'intercalent, des passées de sédiments silicodétritiques grossiers à la base (conglomérats pluridécimétriques de galets de quartz ; structure chenalisée ravinant la formation sous-jacente), moins grossiers par la suite (grès et calcaire gréseux, arkoses) en niveaux lenticulaires décimétriques. Grenats, feldspaths plagioclases, accompagnés de zircon et de tourmaline sont présents dans les lentilles silicoclastiques. Plus au Nord, M. Goudeau (1978) a montré que les calcarénites s'organisent en cinq séquences de comblement (fig. 5).

La surface durcie et érosive qui marque le sommet de la séquence 1b est une discontinuité majeure (Dm). Elle délimite régionalement les sous-étages Carixien et Domérien. L'étage Pliensbachien se termine aussi par une autre discontinuité majeure (Dm), exprimée par une surface d'usure, souvent ferrugineuse.

Ces calcaires sont très fossilifères et les rostrés de bélemnites sont fréquents dans les niveaux silico-détritiques. Un autre élément dominant est représenté par les lamellibranches, souvent accumulés en lentilles luma-chelliques. La séquence IV de M. Goudeau renferme un niveau-repère

lumachellique à *Entolium disciformis* de grande taille (fig. 5, banc 29). Parmi les autres formes rencontrées, citons *Trichites*, *Pseudopecten aequivalvis*, *P. acuticostatus*, *Chlamys*, *Velata*, *Goniomya*, *Avicula*, *Ostrea sportella*, *Modiola*. L'abondance des bivalves diminue vers le Sud et le Sud-Ouest, directement en relation avec l'éloignement du Massif vendéen. Les gastropodes sont également présents (*Pleurotomaria* cf. *anglica*, *Zygopleura baugeriana*) et les brachiopodes bien représentés avec *Terebratula punctata*, *Zeilleria*, *Tetrarhynchia tetraedra* (souvent en lumachelles), ainsi que les crinoïdes. Les céphalopodes et les polypiers sont rares. Les quelques ammonites collectées sur la feuille Saint-Maixent et sur la feuille Niort ont permis d'identifier la zone à Davoei avec *Prodactylioceras davoei* trouvé sous la discontinuité majeure (Dm) marquant le sommet du Carixien. Les zones à Margaritatus et à Spinatum du Domérien, avec *Androgynoceras capricornu*, *Oistoceras*, *Amaltheus margaritatus*, *Arietites* cf. *algovianum*, *Pleuroceras solare*. L'étage Pliensbachien est incomplet à la base. Plus à l'Ouest (secteur de Chantonay), Gabilly (1963) a daté les premiers dépôts du Carixien de la sous-zone à Jamesoni (lacune des sous-zones à Taylori, Polymorphus et Brevispina).

Les niveaux gréseux et arkosiques présentent souvent des figures sédimentaires : stratifications entrecroisées, petites rides de courant lingoïdes, caractérisant un milieu de dépôt sous très faible tranche d'eau et un milieu à forte énergie.

Dans le secteur de Melle (carrière de Loubeau) et dans la vallée de Vireleban, le Pliensbachien est très largement silicifié. L'origine de cette silicification n'est actuellement pas démontrée, mais semble liée en partie, à la proximité d'accidents ayant joué un rôle majeur dans les phénomènes hydrothermaux associés aux minéralisations de la fin du Lias moyen.

Lias supérieur – Dogger pro parte

14. Formation des Marnes noires à ammonites : intercalations de calcaires fins argileux à oolites ferrugineuses (Toarcien) (6 à 8 m). Le Toarcien affleure très peu sur le territoire de la feuille, mais est systématiquement traversé par les forages d'eau exploitant la nappe infra-toarcienne. Des diagraphies gamma-ray réalisées dans ces forages permettent de préciser la géométrie de cette formation constante.

L'épaisseur peu importante des marnes toarciennes s'explique par l'existence au Toarcien inférieur, d'un vaste haut-fond vendéen englobant l'axe granitique de Parthenay ainsi que le Granite de Melle (Colchen *et al.*, 1997). Le haut-fond se traduit notamment par l'absence sur le Dôme de Melle de l'assise-repère des argiles schisteuses à débris de poissons (Schistes-carton). Ce dépôt anoxique du Toarcien inférieur s'épaissit

progressivement vers le Sud-Est du Seuil du Poitou (Montalembert, Nanteuil-en-Vallée). En dehors du secteur de Lezay, le Toarcien inférieur est très condensé, lenticulaire et parfois incomplet, voire totalement lacunaire. J. Gabilly (1975) a décrit la succession lithologique représentative du Toarcien au Sud des Deux-Sèvres, sur les coupes de Romans (Melle, 636) et de Beausoleil à Thorigné (Saint-Maixent, 611).

Surmontant la discontinuité majeure du sommet du Pliensbachien il distingue :

– 0 à 0,30 m : calcaires sableux lenticulaires à la base avec *Paltarpites paltus*, *Tiltoniceras costatum*, *Fuciniceras* (horizon à Paltus), surmontés de calcaires gréseux à oolites ferrugineuses contenant *Dactyloceras semicelatum*, *D. tenuicostatum* (horizon à Luridum), *Eleganticeras elegantulum*, *Harpoceratoides kisslingi*, *Hildaites subserpentinus* (horizon à Capricornu passant latéralement vers l'Est aux argiles schisteuses), *Harpoceratoides strangewaysi*, *Hildaites levisoni*, *Nodicoeloceras crassoides* (horizon à Figulinum), *Harpoceras pseudoserpentinum*, *Hildaites serpentiformis* (horizon à Stokesi), *Harpoceras falciferum*, *Dactyloceras* sp., *Hildaites* sp. (horizon à Margaritus, sous forme de minces lentilles) :

– surface d'usure (Dm) associée à des lacunes ;

– 0,50 à 0,60 m : calcaires argileux à oolites ferrugineuses très bioclastiques. Cette couche, également condensée, repose par endroits directement sur la surface ravinée de la Pierre rousse, parfois par l'intermédiaire d'un lit de marnes sableuses (Chavagné). La base de l'assise correspond donc à une surface de transgression. Elle constitue une véritable dalle à ammonites représentant plusieurs horizons condensés (fig. 5) : *Hildoceras sublevisoni*, *H. caterinii*, *H. tethysi* (horizon à Sublevisoni), *Dactyloceras commune*, *D. curvicosta*, *Hildoceras crassum* (horizon à Tethysi), *Hildoceras lusitanicum*, *H. apertum* (horizon à Lusitanicum), *Hildoceras bifrons*, *Harpoceras subplanatum* ;

– surface d'usure (Dm) associée à des lacunes des horizons à Semipolitum au moins localement absent et à Variabilis ;

– assise décimétrique condensée de calcaires argileux à oolites ferrugineuses à *Haugia illustris*, *Denckmannia robusta*, *Hammatoceras costatum*, *Pseudogrammoceras aratum* (horizon à Illustris). Les couches 2 et 3 représentent la plus grande partie du Toarcien moyen (zones à Bifrons et à Variabilis) ;

– 6 m environ de marnes alternant avec des bancs décimétriques de calcaires argileux parfois discontinus, livrant les faunes successives suivantes : *Haugia beani*, *H. phillipsi*, *H. dumortieri* (horizon à Phillipsi), *Haugia vitiosa*, *Denckmannia fortocostata* (horizon à Vitiosa), *Pseudogrammoceras bingmanni*, *Pseudolioceras wurtenbergeri*, *Osperlioceras subtile* (horizon à Bingmani, unité caractérisée aussi par l'abondance du lamellibranche

Variamussium pumilum), *Grammoceras doerntense*, *G. peneglabrum* (horizon à Doerntense), *G. thoursense* (horizon à Thoursense), *Esericeras fascigerum*, *E. eseri*, *Pseudogrammoceras differens*, *Grammoceras penestriatum* (horizon à Fascigerum). 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 : *Pseudogrammaceras fallasiosum* (horizon à fallasiosum), *Hammatoceras insigne*, *H. (Pachammatoceras) pachu*, *Phlyseogrammoceras dispansum* (horizon à Insigne), *Gruneria gruneri*, *G. gaudryi* (horizon à Gruneri), *Dumortieria levesquei*, *D. sparsicosta*, *Catulloceras dumortieri* (horizon à Levesquei) ;

– 2 à 2,50 m : la formation montre une strato-décroissance des inter-bancs d'argiles au profit des bancs carbonatés, tendance qui se poursuivra dans l'Aalénien. On y reconnaît la succession des faunes classiques du Toarcien supérieur : *Dumortieria explanata*, *D. radians*, *D. rustica* (horizon à Explanata), *Pleydellia gr. mactra*, *P. paucicostata* (horizon à mactra), *Pleydellia subcompta*, grands *Lytoceras gr. wrighti* (horizon à Subcompta), *Pleydellia gr. aalensis*, *Hammatoceras subinsigne* (horizon à Lugdunensis), *Pleydellia buckmani*, *P. venustula*, *P. spathi*, grands *Lytoceras* (horizon à Buckmani).

Les ammonites sont fréquentes, sous forme de nuclei pyriteux dans les marnes, et de moules calcaires dans les bancs carbonatés. Les céphalopodes comportent aussi des *Nautiloïdés* et de nombreux rostrés de bélemnites (*Dactyloteuthis*). 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 des gastropodes (*Pleurotomaria*, *Pseudomelania*), des brachiopodes (*Homeorhynchia gr. cynocephala*, fréquent dans le Toarcien terminal), des échinodermes (*Cyclocrinus*, *Pentacrinus jurensis*), des serpulidés...

Les sédiments du Toarcien s'organisent en trois séquences (Gabilly, 1976) et se terminent 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 selon les points et correspond à une seconde crise sédimentaire exprimée par le mince niveau conglomératique et très condensé. La séquence supérieure, plus carbonatée, se poursuit dans l'Aalénien inférieur.

laj1. **Formation des Marnes bleues (Welsch, 1903) : marnes noires à intercalations de calcaires fins argileux à oolites**

ferrugineuses (Toarcien - Aalénien) (6 à 10 m). À l'exception de l'angle nord-est de la feuille (secteur de Lezay), l'Aalénien est réduit à 1,5 ou 2 m d'alternance de calcaires et de marnes. Par sa lithologie et son faciès, il est inclus dans la même formation que le Toarcien, lorsque la distinction est délicate. Les Marnes bleues sont constituées pour l'essentiel par des marnes alternant avec des bancs décimétriques de calcaires fins argileux (wackestones à packstones bioclastiques) renfermant toujours des oolites ferrugineuses ou phosphatées à la base.

Dogger

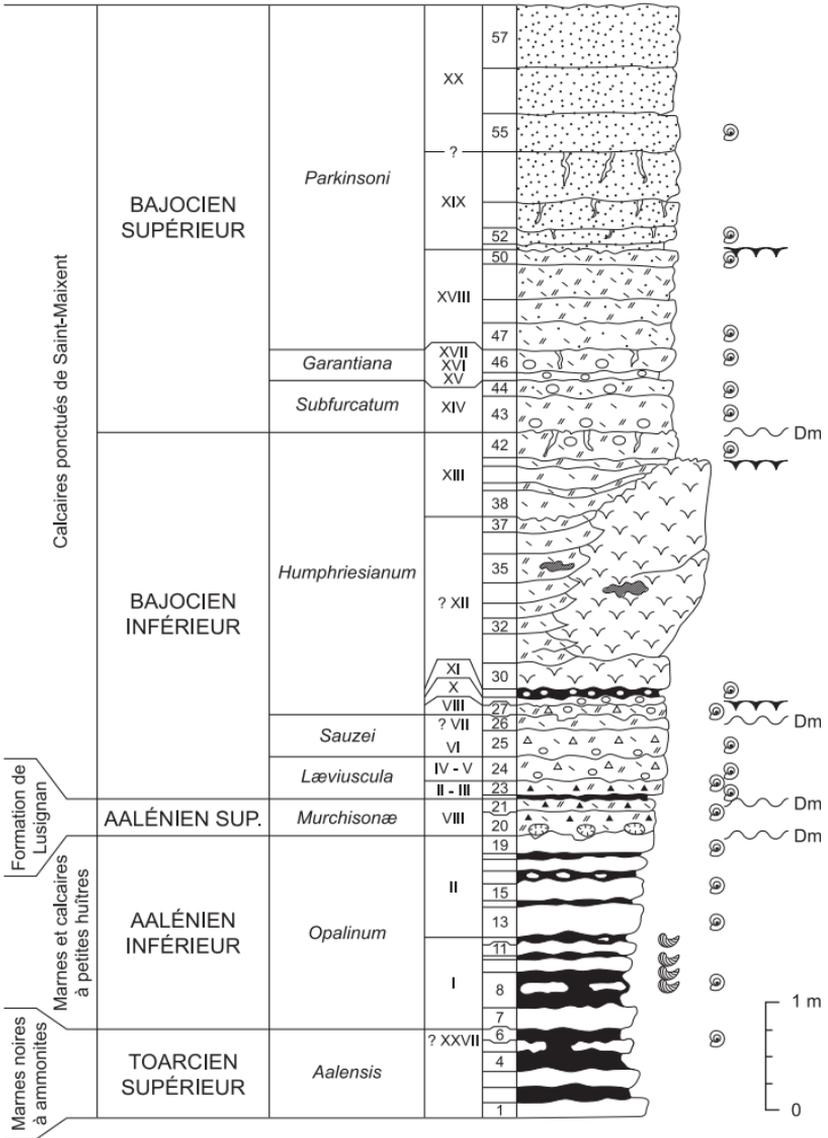
j₁L. Formation de Lusignan : calcaires roux bioclastiques à silex (Aalénien moyen et supérieur) (20 m). Cette formation relativement épaisse a été décrite par J.-M. Joubert (1976), et Cariou et Joubert (1989). Uniquement présent dans l'angle nord-est de la feuille, l'Aalénien change de faciès. Le faciès distal de calcaires plus argileux condensés de l'Aalénien inférieur et moyen *pro-parte* est surmonté ici, par des faciès plus proximaux de calcaires roux, légèrement dolomitiques à silex, finement bioclastiques, avec macrofaune benthique dominante. Ils représentent l'Aalénien supérieur. La succession est mieux exposée sur la feuille Lusignan.

L'Aalénien inférieur argilo-calcaire (2,40 m) est surmonté de calcaires en bancs métriques comportant de bas en haut :

- 7 m : calcaires fins, dolomitiques à silex globuleux, avec *Ludwigia* (zone à Murchisonae de l'Aalénien supérieur) ;
- 1,70 m : idem, à grains moins fins et alignements de silex, renfermant *Brasilia* sp., *Erycites* sp. (zone à Murchisonae, sous-zone à Bradfordensis) ;
- 6,25 m : calcaires fins dolomitiques à nombreux silex, livrant *Brasilia* sp., *Ctenostreon*, *Montlivaltia* ;
- 4 m : calcaire crinoïdique (biosparite à oncoïdes) avec *Brasilia* sp. à la base, appartenant toujours à la sous-zone à Bradfordensis.

j₁. Formation des Marnes et calcaires à petites huîtres : calcaires durs et marnes noires à *Catinula beaumonti* (Aalénien) (1,5 à 2 m). L'Aalénien est bien exposé à Celles-sur-Belle (Cariou, Branger, Gonnin, Legendre, 1991 ; fig. 6) avec la coupe suivante, toujours de bas en haut :

- 0,85 m : calcaires fins argileux (wackestones bioclastiques) et marnes bioturbées par des chondrites, très riches en *Catinula beaumonti*, associé à des gastropodes (*Pleurotomaria* sp.), brachiopodes (*Homeorhynchia cynocephala*), pectinidés et à des céphalopodes : *Leioceras subglabrum*, *Leioceras opalinum*, *Bredya subinsignis* (bancs 7 à 12), des rostrés de bélemnites ;



- ⊙ Ammonites
- ⊙ Catinula beaumonti
- ∨ Spongiaires
- ∧ Terriers
- Modules phosphatés
- △ Oolites phosphatées
- ▲ Oolites ferrugineuses
- ⊙ Galets taraudés
- ⌋ Surface usée
- ⌋ Dm Discontinuité majeure
- ⌋ Silex
- ▨ Calcaire bioclastique
- ▨ Calcaire à intraclastes ferruginisés
- Calcaire argileux
- Marne

Fig. 6 - Coupe de Celles-sur-Belle dans le Jurassique inférieur et moyen
(É. Cariou et al., 1991)

– 0,95 m : mêmes calcaires en bancs décimétriques à pluridécimétriques séparés par de minces interbancs marneux contenant *Leioceras opaliniforme*, *L. opalinum*, *Lytoceras wrighti*, espèce fréquente (13 à 19), *Belemnopsis* sp., *Terebratula* sp., *Homeorhynchia cynocephala* toujours abondante, *Plagiostoma* sp., *Galeaolaria socialis* (serpulidé) ;

– surface d'usure irrégulière (Dm), discontinuité majeure associée à une importante lacune d'une partie de l'Aalénien inférieur (sous-zone à Bifidum) et de la plus grande partie de la zone à Murchisonae de l'Aalénien supérieur ;

– 0,25 m : calcaires argileux (packstones bioclastiques) à oolites ferrugineuses, avec à la base, des indices de démantèlements et de remaniements (galets calcaires centimétriques). On y trouve *Brasilia gigantea*, caractérisant le sommet de la zone à Murchisonae, *B. decipiens*, *B. rustica* (horizon à freyecineti). Le banc à *Brasilia* livre en outre des rostrés de bélemnites (*Belemnopsis*), des mollusques, gastropodes (*Pleurotomaria*, *Discohelix*) et lamellibranches (*Plagiostoma*, *Ctenostreon*, *Chlamys*) ;

– surface d'érosion, durcie (Dm), discontinuité majeure associée à une lacune de l'Aalénien terminal (zone à Concavum) et de l'extrême base du Bajocien (zone à Discites), elle délimite le sommet de l'étage. Ces calcaires gris sombre à *Catinula beaumonti* sont bien exprimés à l'Est de Melle au lieu-dit Gachet (fig. 7) et au Sud, près de Saint-Génard.

j2Cp. **Formation des Calcaires ponctués de Saint-Maixent-l'École : calcaires fins à tubéroïdes et calcaires gris, glauconieux, à ammonites (Bajocien) (15 à 16 m).** La formation est bien exposée dans la carrière de la Grande Palisse près de Saint-Maixent-l'École, en bordure de la N11. Cette coupe historique, devenue classique à la suite des travaux stratigraphiques de d'Orbigny (1852), a été prise comme référence pour la formation. Elle est décrite en détail dans la notice de la feuille Saint-Maixent-l'École. La signification des discontinuités majeures a été étudiée dans une optique de stratigraphie séquentielle par C. Gonnin, É. Cariou et P. Branger (1993), et les résultats 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).

Les associations d'espèces d'ammonites (Branger, 1989) sont complétées par les collectes faites dans des coupes identiques de la région.

Au Nord de la carte, les affleurements de Celles-sur-Belle (fig. 6) présentent la succession suivante de bas en haut :

Bajocien inférieur (3,35 m)

– 0,05 m : marnes moires à nombreux fossiles remaniés et brisés (*Brasilia* sp.,

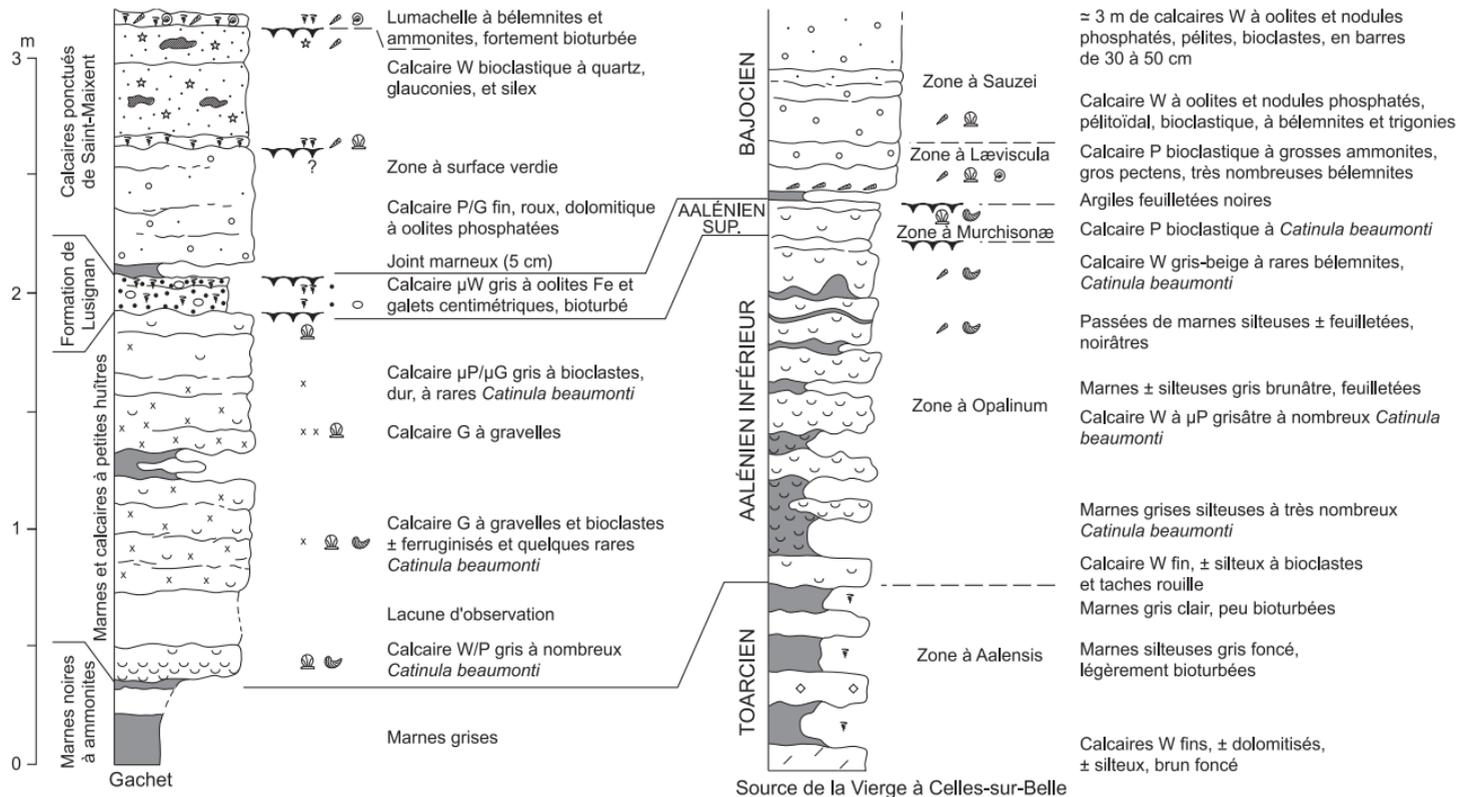


Fig. 7 - Coupe de l'Aalénien de la source de la Vierge entre Melle et Celles-sur-Belle (d'après P. Branger)

Montlivaltia sp., *Belemnites*, *Rhabdocidaris* sp., et *Gryphaea* sp.) ;

– 0,18 m : calcaire packstone bioclastique, à oolites ferrugineuses et phosphatées, grains de quartz et glauconie, fossilifère (*Sonninia ovalis* (Qu.), *Emileia* sp., bélemnites, *Plagiostoma* sp., *Ctenostreon* sp., *Chlamys* sp., *Pecten* sp., ostréidés et térébratules). Ces deux premiers niveaux (22-23) représentent la sous-zone à Ovalis ;

– 0,17 à 0,22 m : calcaire wackestone conglomératique (niveau 24, sous-zone à *Laeviuscula*) à nodules et oolites phosphatés, pellesoïdes et bioclastes, à fossiles remaniés et phosphatés pour la plupart (*Sonninia jugifera* (Waag.), *Witchellia* sp., *Kumatostephanus kumaterus* Buck., *Emileia* sp., *Otoites* sp., *Belemnites* et *Trigonia* sp.) ;

– 0,38 m : calcaire wackestone bioclastique à oolites phosphatées (25-26, zone à *Sauzei*), grains de quartz et glauconie, nodules phosphatés dans la partie inférieure, renfermant *Emileia* sp., et *Skirrceras* sp. ;

– surface d'érosion (Dm) ;

– 0,07 m : calcaire wackestone fin (niveau 27, horizon à *Humphriesianum*), bioclastique, à oolites phosphatées dispersées, grains de quartz et de glauconie, recoupé par des terriers tapissés de glauconie (*Stephanoceras* cf. *humphriesianum* (Sow.), *Oppelia* sp., *Plagiostoma* sp. et gastéropodes) ;

– surface d'érosion encroûtée s'accompagnant d'une lacune probable de l'horizon à *Furticarinata* ;

– 0,07 m : calcaire glauconieux à nombreux nodules phosphatés (28, horizon à *Gervillii*), contenant *Chondroceras* sp., *Oecotraustes* sp. et des bélemnites ;

– 0,06 m : marnes glauconieuses parfois conglomératiques, à fossiles écrasés [*Stephanoceras umbilicus* (Qu.)] ;

– 2,10 m maximum : calcaire wackestone bioclastique à grain de quartz et glauconie, silex dispersés, passant latéralement à un bioherme à spongiaires (30-37, horizon à *Subblagdeni*) ;

– surface d'érosion ;

– 0,20 à 0,65 m : calcaire glauconieux finement bioclastique (38-42, horizon à *Coronatum*), à nodules phosphatés dispersés et recoupés par de nombreux terriers. Ce niveau se biseaute à l'approche du bioherme à spongiaires. La faune d'ammonite est représentée par *Teloceras blagdeni* (Sow.) et *T. banksii* (Sow.) ;

– surface d'érosion (Dm) ;

Bajocien supérieur (3,40 m)

– 0,42 m : calcaire wackestone bioclastique riche en glauconie (43-44, zone à *Subfurcatum*), à nombreux nodules phosphatés dans la partie inférieure, avec une faune variée. *Strenoceras niortense* (d'Orb.), *Garantiana baculata* (Qu.), *Caumontisphinctes bifurcatus* Buck., *Sphaeroceras brongniarti*

(Sow.), *Cadomites* sp., *Strigoceras* sp., *Spiroceras orbigny* (Sauz. et Baug.), *S. sauzei* (d'Orb.), *Leptosphinctes leptus* Buck., *L. davidsoni* Buck., *Cenoceras* sp., bélemnites, *Pseudomelania coarctata* (Desh.), *Procerithium scaliniforme* (Desh.), *Pygorhytis* sp., *Stomechinus bigranularis* (Lam.) ;

- 0,25 m : calcaire glauconieux (45-46, zone à Garantiana) fossilifère contenant à la base de nombreux nodules phosphatés. *Garantiana garantiana* (d'Orb.), *Polyplectites* sp., *Bajocisphinctes* sp., *Sphaeroceras brongniarti* (Sow.), *Spiroceras annulatum* (Desh.), *Apsorrocera* cf. *baculatum* (Qu.), *Strigoceras* sp., *Entolium* sp., *Eucyclus* sp., *Sphaeroidothyris globisphaeroidalis* Buck. ;

- 0,95 m : calcaire finement graveleux (47-50, horizon à Subarietis), contenant *Parkinsonia subarietis* Wetz., *Prorsisphinctes* sp., des lamellibranches et de nombreux spongiaires ;

- surface usée ;

- 1,25 m : calcaire packstone blanchâtre (partie supérieure de la zone à Parkinsoni), à intraclastes, fragments de spongiaires et bioclastes ferruginisés (ponctuations ferrugineuses), recoupé par de nombreux terriers. *Parkinsonia* sp., et *Cadomites* sp.

Ces niveaux bajociens ont abondamment été exploités comme pierre de taille sous l'appellation « Pierre de Melle », variante sud-est de la « Pierre de Niort » ou de la « Pierre de La Crêche » (feuille Niort, 610).

j3Cs. Formation des Calcaires à silex (Welsch, 1903) : calcaires graveleux à spongiaires (Bathonien) (15 à 18 m). Il n'existe pas de coupe continue des calcaires bathoniens sur le territoire de la feuille Melle, cependant les diagraphies gamma-ray des nombreux forages de recherche d'eau, montrent une épaisseur relativement constante des dépôts, 17 à 23,60 m sur le Dôme de Melle et 18,30 à 23,50 m à l'aplomb de la vallée de la Boutonne. La base de la série affleure dans les vallées creusées sur le dôme par les affluents de la Boutonne. Ainsi le Bathonien montre la succession suivante de bas en haut :

La base du Bathonien semble absent (lacune de l'horizon à convergens).

- 0,20 à 0,50 m : calcaire argileux intercalé entre une couche de marnes verdâtres à la base, grises au sommet et pétri de fossiles phosphatés (« Banc pourri » des anciens auteurs), 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, *Pholadomya* (horizon à Zigzag).

Ce niveau-repère correspond partout dans les bassins européens à un intervalle transgressif. Il affleure notamment dans la vallée de la Légère, la Berlande et de la Somptueuse entre Tillou et Sompt. Il apparaît très

nettement en diagraphie gamma-ray sous forme d'un pic bien individualisé et de forme caractéristique, dont l'amplitude se situe fréquemment entre 25 et 50 coups par seconde.

Les calcaires qui surmontent le « Banc pourri » 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 faciès graveleux prédominent (grainstones à packstones bioclastiques), passant à des faciès plus boueux vers le Sud-Ouest (wakestones bioclastiques) dans le domaine aquitain. À l'Ouest de La Crèche, feuille Saint-Maixent, P. Branger (inédit) a pu distinguer les assises surmontant le « Banc pourri » dans la tranchée de la nouvelle autoroute A83 près du lieu-dit Le Coteau.

Il distingue de bas en haut plusieurs ensembles lithologiques contenant des ammonites qui lui ont permis d'identifier les différentes unités biostratigraphiques (complétées par les espèces reconnues régionalement).

– 7 m : calcaires avec spongiaires et nombreux silex dans la moitié inférieure : *Procerites schloenbachi*, *P. postpollubrum*, *Lobosphinctes phaulomorphus*, *Oxycerites yeovilensis*, *Asphinctites*, *Procerites postpollubrum*, *Oecotraustes*, caractéristiques de la zone à *Aurigerus* du Bathonien inférieur ;

– 3,15 m : calcaires à spongiaires sans silex, à ammonites plus fréquentes : *Cadomites orbigny*, *Procerites*, *Bullatimorphites* aff. *ymir*, *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*), *Procerites* sp. aff. *magnificus*, *Oecotraustes formosus*, *Oxycerites*, représentant la zone à *Progracilis*, puis au sommet *Bullatimorphites* sp., *Procerites* cf. *imitator*, *Wagnericeras bathonicum*, *W.* cf. *fortecostatum*, *Cadomites bremeri* 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 : *Homeoplanulites bugesiacus*, *H. acuticostatus*, *Choffatia praecursor*, *Bullatimorphites* gr. *sandovali*, *Oxycerites*, *Prohecticoceras* cf. *retrocostatum*, *Hemigarantiana julii*, *Bullatimorphites hannoveramus*, *Oxycerites oppeli*, *Homeoplanulites* ;

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

– surface irrégulière d'érosion (Dm).

Cette surface marque régionalement la fin du Bathonien (lacune généralisée de la zone à *Discus*).

En forage, le Bathonien présente des niveaux à ooïdes et oolites vers la base, des niveaux à spicules, débris d'éponges, silex, et gravelles noires... À l'affleurement, sur le talus de la D740 à Luché-sur-Brioux, des calcaires graveleux blanchâtres à filaments ont fourni *Wagnericeras (Suspensites) suspensum* (?) forme caractéristique du toit du Bathonien moyen, et près du croisement, *Bullatimorphites hannoveranus* et *Homoeoplanulites* sp. que l'on peut rattacher au toit du Bathonien supérieur (déterminations P. Branger).

Les niveaux inférieurs du Bathonien ont été exploités pour la pierre de taille sous le nom de « Pierre de Melle » ; les niveaux supérieurs plus lités ont plutôt servi de moellons dans la construction.

j4CP. Formation des Calcaires argileux de Pamroux : calcaires fins, gris à blanchâtres, à nombreux fossiles (Callovien inférieur et moyen) (16 à 27,50 m). Présent uniquement en lambeaux disséqués par l'érosion sur le Dôme de Melle et le long de la Faille de la Boutonne, le Callovien devient plus complet au Sud-Est de Prahecq, où les termes argileux supérieurs sont présents. Dans le domaine aquitain son épaisseur augmente vers le Sud-Ouest (60 m dans le forage des Fosses et près de 80 m dans celui de Dampierre-sur-Boutonne), mais les termes supérieurs disparaissent vers le Sud-Est (36,50 m dans le synclinal de Lezay, au forage de Saint-Foye-de-Pers).

Comme pressenti dès le Bathonien, le territoire de la feuille peut alors être découpé suivant deux domaines bien différenciés quant à la sédimentation : 1) un domaine de plate-forme, qui couvre l'ensemble du Seuil du Poitou et dont la carrière du Moulin-à-Vent (feuille Saint-Maixent) constitue une coupe de référence, et 2) un domaine de bordure de bassin dont les faciès plus fins affleurent en partie au Sud-Est de Prahecq. Cette différenciation dans les faciès est probablement liée au rejeu des grands accidents tardi-hercyniens du socle, conduisant à une structuration en blocs décalés.

Dans le domaine de haut-fond de Melle, le Callovien a été recoupé en sondage sur 13 à 20 m ; il s'agit de calcaires blancs plus ou moins crayeux à la base, riche en ammonites (*Bullatimorphites bullatus*, *Macrocephalites gracilis*...), brachiopodes (*Dorsoplicathyris* sp.) et des lamellibranches. Le calcaire devient légèrement argileux, grisâtre clair, fin, bioturbé, et toujours très fossilifère (ammonites, brachiopodes). Dans la notice de la feuille Saint-Maixent, feuille contiguë au Nord de celle de Melle, É. Cariou a réalisé un descriptif complet et détaillé du contenu faunistique de la coupe de référence de la carrière de Moulin-à-Vent (Cariou, 2001, inédit).

Vers le Sud-Est de la feuille, dans les environs de Chef-Boutonne, le Callovien moyen présente un faciès de calcaire fin, très finement grumeleux, gris-beige à altération jaunâtre à ocre, contenant de nombreuses

ammonites ocre. Le haut de la série montre quelques intercalations marneuses jaunâtres et un débit en plaquettes de 10 à 20 cm d'épaisseur. Ces niveaux sont riches en ammonites (*Reineckeia anceps*, *Hecticoceras* sp., *Erymnoceras* sp.) et présentent quelques dalles fortement perforées par des terriers de type « chondrites ». La faune recueillie permet d'attribuer un âge Callovien moyen à ces calcaires.

Une surface d'érosion généralisée à l'ensemble du Seuil du Poitou marque une lacune du sommet du Callovien moyen, avec l'absence de l'horizon d'ammonites à Rota et peut-être aussi de l'horizon à Waageni (Cariou, 1984).

j4Pch. Formation de la Pierre chauffante (Welsch, 1903) : calcaires durs à filaments et marnes (Callovien supérieur) (8 m environ).

Calcaires argileux feuilletés et marnes, surmontés par des marnes feuilletées jaunâtres entrecoupées de calcaires durs, fins, pseudo-noduleux, à stratification ondulée, de couleur gris-roux, à ponctuations ferrugineuses, riches en microfilaments et à ammonites fréquentes. Quelques niveaux détritiques, parfois indurés dans le secteur de Prahecq, s'intercalent dans la série. Les ammonites sont représentées par de grands *Collotia*, *Peltoceras*, *Kosmoceras*, accompagnés de crinoïdes. Elles indiquent la partie supérieure de la zone à *Atleta* (sous-zone à *Collotiformis*).

À Prahecq, à l'Est de la laiterie, P. Branger a observé en place dans les marnes, quelques intercalations de bancs calcaires dont un, particulièrement fossilifère a fourni *Poculisphinctes poculum*, *Euaspidoceras hirsutum*, *Quenstedtoceras lamberti*, *Pachyceras lalandeanum*, nombreux *Hecticoceras*, des *Perisphinctidae* évolutives, ancêtres des *Passendorferia*, *Peltoceratoides* cf. *athletoides*, *Microsphinctes* sp., *Pseudogananides* sp. ... Cette faune caractérise la sous-zone à *Poculum*, première partie de la zone à *Lamberti*.

Cette formation affleure largement à Prahecq, et le long de la Faille de la Boutonne. À l'Est de Chef-Boutonne, le Callovien supérieur ne semble pas représenté.

Les calcaires pseudo-noduleux durs affleurent en auréole sur toute la bordure nord du Bassin aquitain (Cariou, 1980). La puissance de l'étage Callovien sous son faciès aquitain plus argileux diminue rapidement à l'Est de la feuille, passant d'une soixantaine de mètres à Prahecq à 35 m vers Chef-Boutonne (renseignement oral de B. Coirier *in* notice Saint-Maixent).

Dans le Marais poitevin, ils sont à l'origine d'une cuesta qui a été découpée par l'érosion en un alignement de reliefs calcaires bordés de falaises verticales. Ceux-ci constituaient des îles avant l'extension du Marais poitevin par envasement.

Jurassique supérieur

j4-5Map. **Formation des Marnes gris-bleu à ammonites pyriteuses (de Grossouvre, 1921) : marnes noires à bleutées et calcaires argileux bleutés (Oxfordien inférieur) (8 m environ)**. Marnes noires à bleutées, entrecoupées de calcaires argileux bleuté à grands rostrés de bélemnites et petites ammonites pyriteuses (*Hecticoceras*, *Euaspidoceras*, *Parawedekindia*). Sa faune d'ammonites a été décrite au Sud de Niort par A. de Grossouvre (1921).

Personne n'a véritablement vu le passage Callovien-Oxfordien dans ce secteur ; la zone à *Mariae* (*Quenstedtoceras*) ne semble pas avoir été reconnue ici. La faune oxfordienne la plus ancienne connue localement est celle contenue dans le mince niveau condensé de calcaire blanc noduleux du Bois de Bouin (feuille Civray 637) : *Taramelliceras minax*, *T. argoviense*, *T. heimi*, *Euaspidoceras ovale*, *Parawedekindia choffati*, *Properisphinctes* sp., *Peltoceratoides eugenii*, *Campylites delmontanum*, *Creniceras renggeri*, *Rursiceras* cf. *bodeni*, *Phylloceras* sp., *Scaphitodites scaphitoides*, *Miosphinctes* sp. Cette faune, qui n'a jamais été publiée correspond, d'après P. Branger, à la sous-zone à Bukowski, partie inférieure de la zone à *Cordatum*.

La formation des Marnes à ammonites pyriteuses est représentée dans le secteur de Prahecq, et le long de la vallée de la Boutonne jusqu'aux environs de Chef-Boutonne. Dans ce secteur, les marnes ennoient les calcaires d'âge Callovien moyen.

La faune décrite au Sud de Niort est la suivante : *Cardioceras costicardia* Buck., *Trimarginites sauvageti*, *Taramelliceras frequente*, *Creniceras renggeri*, *C. goubineii*, *Properisphinctes bernensis*, *Phylloceras* sp., *Lytoceras parvulum*, des éléments benthiques constitués d'articles de *Pentacrinus pentagonalis*, de *Balanocrinus subteres* et par des *Terebratulidae*. Ce contenu faunistique caractérise les sous-zones à *Costicardia* et *Cordatum* de la zone à *Cordatum* de l'Oxfordien inférieur (P. Branger, communication orale).

j5Msp1 ; j5Msp2. **Formation des Marnes à spongiaires, partie inférieure : marnes grises feuilletées à biohermes à spongiaires (Oxfordien moyen, zone à *Plicatilis*, sous-zone à *Antecedens* [1,5 m] et Oxfordien moyen à supérieur, zones à *Transversarium* et à *Bifurcatus*, et partie inférieure de la zone à *Bimammatum*, sous-zones à *Semimammatum* et *Berrense* [15 m environ])**. La Formation des Marnes à spongiaires définie par A. Fournier (1888) a été découpée en deux parties suivant la lithologie, l'une inférieure (j5Msp1) à dominante marneuse et la deuxième, supérieure (j5Msp2), à dominante calcaire. La coupure lithologique correspond à la présence vers le toit des marnes d'un banc calcaire très fossilifère à *Perisphinctes plicatilis* d'environ 3 cm d'épaisseur, où l'on trouve aussi de nombreux rostrés de bélemnites, dont *Hibolites hastatus*.

Il n'existe pas de coupe complète dans les marnes sur le territoire de la feuille, mais les séries observées sur les feuilles voisines (Mauzé, Civray), soit à l'affleurement, soit en forage, ont permis de reconnaître plusieurs biozones dans la formation à spongiaires.

Une tranchée de la D329, à l'Est de Pamproux (feuille Saint-Maixent-l'École), a recoupé de manière quasi continue les Marnes à spongiaires. Son étude stratigraphique (Cariou, 1966) a mis en évidence une séquence de biohorizons d'ammonites aujourd'hui hiérarchisée et formalisée dans l'échelle de zonation standard de la bioprovince subméditerranéenne (Gr. Fr. Ét. Jurassique, 1997). À l'Est d'Ainré, secteur de Thorigné (feuille Lusignan), les Marnes à spongiaires se réduisent brusquement par condensation (lacunes et remaniements) à 2,50 m de marnes et calcaires argileux conglomératiques (Cariou, 1966).

La base des Marnes à spongiaires a été observée par P. Branger à La Motte Tuffaud (talus de la D737) et à l'étang de Beauregard, au Sud de Chef-Boutonne. Ce dernier a récolté une faune à *Dichomosphinctes antecedens*, *Euaspidoceras oegir*, *Gregoryceras riasi*, *Campylites (Neoprioceras) henrici*, *Tornquistes romani*, *T. helvetiae kobyi*, *Calliphylloceras manfredi*, *Holcophylloceras zignodianum*, *Cardioceras (Subvertebriceras) densiplicatum*, *C. (Maltoniceras) maltonense*, *C. (Scottcardioceras) excavatum*, *Creniceras lophotum*, *Taramelliceras obumbrans*, *T. tuberculatum*, *Passendorferia anguiculus*, *Kranaosphinctes* sp., *Perisphinctes alatus*, *Arisphinctes plicatilis*..., nombreux rostrés d'*Hibolites hastatus*, quelques nautilus (*Pseudodaganides ledonicus*, *Paracenoceras hexagonum*).

Ce niveau peut être rattaché à la zone à Plicatilis, sous-zone à Antecedens, horizon à tenuiserratum (*Cardioceras*).

La partie supérieure des Marnes à spongiaires, plus carbonatée, est caractérisée par la présence de biohermes à spongiaires qui se présentent sous la forme de lentilles aplaties d'extension latérale plurimétrique, dont la hauteur dépasse rarement un mètre. Le centre de ces biohermes est encroûté de calcaire gris souris, fin, dur, à minces liserés ferrugineux. Localement, ils sont appelés « aigrains ».

Ces calcaires sont très fossilifères en particulier à l'intérieur et à la périphérie des biohermes à spongiaires. Ces biohermes sont essentiellement constitués d'éponges siliceuses de type *Hexactinosae* (*Craticularia*, *Tremadictyon*, etc.) et *Lychniscosae*, associées à des polypiers solitaires, des serpulidés, des lamellibranches (*Isoarca*, *Cardium*, *Plicatula*, *Hinnites*), des gastéropodes (*Pleurotomaria*), des brachiopodes (*Argovithyris*, *Placothyris*), des échinides (*Dysaster*, *Rhabdocidaris*), des crinoïdes (*Pentacrinus*, *Balanocrinus*), ainsi que de nombreuses ammonites. Ces dernières permettent de reconnaître plusieurs biozones :

- zone à *Transversarium*, sous-zones à *Parandieri*, à *Luciaeformis*, à *Schilli* et à *Rotoides* ;
- zone à *Bifurcatus*, sous-zones à *Stenocycloides* et à *Grossouvrei* ;
- zone à *Bimammatum*, sous-zones à *Semimammatum* et à *Berrense*.

j5MF. Formation de Marans et Calcaires blancs de Fors : marno-calcaires à céphalopodes et calcaires fins gris mastic (Oxfordien supérieur, zone à *Bimammatum*, sous-zone à *Bimammatum*, horizon à *Bimammatum*) (35 m environ). La Formation de Marans (Dupuis *et al.*, 1975) correspond aux « Calcaires blancs et marnes schisteuses de Welsch » (1903), marnes grisâtres et calcaires beiges finement bioclastiques, et calcaires microwackestone-packstone couleur café au lait, à ammonites parfois ferrugineuses et aplaties (*Epipeltoceras bimammatum*, *Ochetoceras basseae*, *Taramelliceras* sp., etc.).

Le haut de la série est formé par les Calcaires blancs de Fors, calcaires fins en bancs métriques, de couleur gris mastic caractéristique, bioturbé, à halos superficiels blanchâtres et ammonites aplaties.

Élie Cariou en dresse la liste suivante dans la notice de Saint-Maixent : *Epipeltoceras bimammatum*, *E. treptense*, *Glochiceras microcodium*, *Taramelliceras costatum*, *Trimarginites trimarginatus*, *Ochetoceras marantianum*. À ces ammonites sont associées des bélemnites, des brachiopodes (*Placothyris welschi*), des échinodermes (*Dysaster granulosus*), des serpulidés et des lamellibranches (*Plagiostoma*). Dans le forage des Fosses, la Formation de Marans est représentée par 27 m de calcaire gris clair, fin, plus ou moins argileux et les Calcaires blancs de Fors par 11,50 m de calcaire légèrement argileux, gris mastic à traces blanchâtres diffuses.

j5-6Vi. Formation des Calcaires de Villedoux : calcaires argileux à chondrites et intercalations de calcaires sublithographiques (Cariou *et al.*, 1993) (Oxfordien terminal - Kimméridgien basal, zone à *Bimammatum*, sous-zone à *Hauffianum* et zone à *Planula*, sous-zone à *Planula*) (30 m environ). Les premiers 22,50 m du forage « Les Fosses » (limite Est de la carte Mauzé) ont recoupé cette formation représentée par un calcaire gris à beige, micritique, pelloïdal, plus ou moins argileux en particulier vers la base. Cette formation est bien représentée sur les versants aquitain et parisien du Seuil du poitou en particulier dans les environs de Mansle où elle a été exploitée pour la fabrication de chaux. Dans ce secteur, la Formation de Villedoux montre un faciès caractéristique (Calcaire « sandwich ») qui s'estompe quelque peu sur la feuille Melle.

Elle est constituée de calcaires micritiques argileux, bioturbés, feuilletés, de couleur gris-bleu, entrecoupés de marnes gris sale. Les calcaires se diffé-

rencontrent aisément des Calcaires blancs de Fors sous-jacents, par l'existence en leur sein de lits centimétriques de calcaire mudstone, dur, de teinte gris violacé, recoupé par de nombreux terriers de type « chondrites ». Ces calcaires feuilletés recèlent une faune de petites ammonites aplaties (Cariou, 1972) : *Glochiceras sculptatum*, *G. lingulatum*, *G. modestiforme*, *Taramelliceras litocerum*, *T. faculum*, *T. wenzeli*, *Ochetoceras cristatum* et *Subnebrodites minutum*, l'espèce-indice de l'horizon de base de la zone à Planula province subméditerranéenne trouvée à Villedoux. La zone à Planula, classée encore récemment dans l'Oxfordien terminal est aujourd'hui corrélée au Kimméridgien inférieur de l'échelle standard subboréale (Matyja et Wierzbowski, 1997). Il subsiste malgré tout une incertitude sur la limite inférieure précise du Kimméridgien inférieur en province subméditerranéenne, dont dépend la faune trouvée dans la Formation de Villedoux. Cette limite se situerait dans la partie supérieure de la zone à Bimammatum, soit la sous-zone à Hauffianum, qui n'a pas encore été clairement identifiée en Poitou. Malgré tout, on peut considérer que la limite Oxfordien – Kimméridgien correspond de manière approximative à la limite entre les Calcaires blancs de Fors et la Formation de Villedoux. Les calcaires feuilletés gris-sale renferment aussi une faune benthique de mollusques lamellibranches (*Pholadomya clathrata*, *Astarte*) et gastéropodes (*Pleurotomaria*).

À l'Est d'Épannes (feuille Mauzé), P. Hantzpergue a trouvé quelques ammonites (*Orthosphinctes* sp., fragment de *Taramelliceras* gr. *hauffianum*) qui pourraient indiquer la présence de la sous-zone à Hauffianum (sommet de la zone à Bimammatum) de l'Oxfordien terminal.

j6E ; j6Cc. Formation des Calcaires d'Esnandes et Calcaires compacts : calcaires beiges fins ± argileux (Kimméridgien inférieur, zone à Planula, sous-zones à Grandiplex et à Galar) (50 m à 80 m). C'est une puissante série monotone de calcaires fins plus ou moins argileux à joints marneux et stratification souvent ondulée, qui lui donne un débit souvent noduleux à lenticulaire. Les calcaires sont parfois bioturbés et livrent une faune peu abondante. Bien individualisés dans la région de Mansle, les Calcaires compacts constituent la partie supérieure de la formation d'Esnandes.

À l'Ouest, sur la feuille Mauzé, la Formation d'Esnandes a livré une faune à *Pholadomya clathrata*, *Astarte* sp. et *Hibolites royerianus*. Sur cette feuille, le toit de la série est caractérisé par un banc d'environ 50 cm de calcaire fin, beige rosé, bioclastique, à ponctuations rouille et passées micro-wackestone, très riche en pistes et *Thalassinoïdes* indurés. Ces traces correspondent à une tranche d'eau peu importante en zone sublittorale, ichnofaciès à *Cruziana*.

Plus encore à l'Ouest, sur la côte rochelaise, la coupe type de la formation a livré une faune abondante en ammonites caractéristique de la sous-zone à

Grandiplex : *Subdiscosphinctes grandiplex*, *Lithacosphinctes gigantoplex*, *Paraspidoceras bodeni*, *Physodoceras* gr. *altenense*, *Simosphinctes tieringensis*, *Ochetoceras cristatum*, *Glochiceras* gr. *modestiforme*, *Taramelliceras* aff. *litocerum* et *T.* aff. *tenuinodosa*.

Sur la feuille Saint-Jean-d'Angely, les forages de Dampierre-sur-Boutonne et de Hérisson ont recoupé la formation sur des épaisseurs respectives de 50 m et 65 m.

j6P. Équivalent des Formations des Calcaires argileux à Lammellibranches, des Calcaires à Térébratules et des Calcaires de la Pallice (Kimméridgien inférieur, zone à Rupellense et partie inférieure de la sous-zone à Cymodoce) (60 à 80 m). La partie inférieure, correspond aux Calcaires argileux à lamellibranches de la côte rochelaise, la partie supérieure aux Calcaires à Térébratules et Calcaires de La Pallice.

Près de Chizé, la série débute par des calcaires fins, beige à café au lait, plus ou moins durs et compacts, et très peu fossilifères.

Au Sud de Chizé, elle se poursuit par un calcaire beige, fin, plus ou moins argileux, parfois bioturbé, à interlits marneux bien marqués. On y trouve des nodules ferrugineux de pyrite framboïde de taille centimétrique et quelques traces de type chondrites.

Le haut de la série est représenté par un calcaire fin (micropackestone), gris-beige, pelletoidal, à débris algaires et localement quelques ponctuations ocre probablement des petits débris bioclastiques ferruginisés. L'argilosité augmente dans la partie supérieure, et vers le Sud-Est ; sur la feuille Aulnay, on passe progressivement aux Marnes et calcaires argileux à lamellibranches. Il n'existe ni affleurement bien dégagé, ni forage avec description géologique précise, sur le territoire de la feuille.

Sur la côte rochelaise, les Calcaires argileux à lamellibranches sont constitués de 20 m environ de marnes, calcaires beiges fins et calcaires argileux, et ont livré de nombreuses ammonites : *Paraspidoceras rupellense*, *Ardescia virgatoïdes*, *Lithacosphinctes janus*, *Physodoceras* gr. *altenense*, *Ochetoceras canaliferum*, *Taramelliceras* gr. *sublithocera*, *Glochiceras modestiforme*, associés à des lamellibranches (*Trigonia reticulata*, *Pholadomya aequalis*, *Isocaprina simplex*, *Astarte* sp., *Gervillia aviculoides*, *Mytilus unguatus*...). Le toit de la formation est marqué par un banc à Thalassinoides.

Les Calcaires à Térébratules de la côte rochelaise, calcaire fin, bioclastique, ont livré une faune abondante à *Zeilleria rupellensis* d'Orb., *Z. humeralis*, *Terebratula* gr. *subsella* (Leym.) et *Nanogyra nana* (Sow.).

Les Calcaires de la Pallice, calcaires fins légèrement argileux, beiges, ont livré *Rasenia cymodoce* (d'Orb.) et *Physodoceras altenense* (d'Orb.).

j₆NM. Équivalent de la Formation des Calcaires à *Nerinea* et *Montlivaltia* de la côte rochelaise : calcaires sublithographiques parfois crayeux (Kimméridgien inférieur, partie supérieure de la sous-zone à *Cymodoce*) (30 à 40 m). Sur le territoire de la feuille Melle, c'est un calcaire fin, blanchâtre, plus ou moins crayeux. Il est disposé en bancs réguliers de 0,10 m à 0,40 m d'épaisseur, à interlits marneux centimétrique. L'environnement de dépôt est subrécifal ; ceci est confirmé plus au sud, feuilles Aulnay (660) et Saint-Jean-d'Angely (659), par le développement d'édifices coralliens ponctuels (patch-reef) à polypiers rameux, dans la formation susjacente.

Sur la côte rochelaise la Formation des Calcaires à *Nerinea* et *Montlivaltia* a fourni *Nerinea eliator* (d'Orb.), *N. rupellense* (d'Orb.), *N. altenense* (d'Orb.), *Procerithium* sp., *Montlivaltia* sp., de rares *Lithacosphinctes* gr. *Achilles* (d'Orb.) et *Rasenia* aff. *cymodoce* (d'Orb.). Dans ce secteur, la formation se termine par une surface d'abrasion, ravinée, marquant l'installation rapide d'environnements franchement récifaux sur la plate-forme.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

A, *A*₂Cp, *A*₃Cs, *A*₄CP, *A*₄Pch ; *A*...[1] [2]. **Altérites issues de calcaires jurassiques : Argiles à silex et Terres rouges à châtaigners (Miocène moyen à Pléistocène ancien probable) (jusqu'à 12 m).** Les plateaux jurassiques constituant la couverture calcaire du Seuil du Poitou, sont très souvent recouverts par un résidu d'altération localement colluvionné (exemple : *A*₂Cp, pour une altérite issue des Calcaires ponctués de Saint-Maixent). L'épaisseur de ces altérites atteint souvent 10 à 12 m et elles sont en général constituées d'éléments subanguleux de calcaires silicifiés, de silex et de morceaux d'accident siliceux des calcaires d'âge Bajocien, Bathonien et Callovien, empâtés dans une matrice argileuse, localement plus ou moins silteuse à sableuse, de couleur rougeâtre. Par endroits, le lessivage des argiles et des fines par ruissellement conduit à un enrichissement notable en débris silicifiés, formant des accumulations plus ou moins colluvionnées ayant l'aspect de « grèzes ».

Localement, sur les parties hautes du dôme de Melle, ces faciès sont recouverts par un ensemble argileux plus ou moins riche en pisolites d'oxydes de fer (*A* j...[2]) et souvent appauvri en silicifications et silex. Les accumulations de pisolites peuvent constituer de véritables cuirasses gravillonnaires comme à Moissac, près de Saint-Vincent-la-Châtre.

Ces altérites à pisolites de fer sont recouvertes, dans le secteur de Saint-Vincent–La-Châtre–Maisonny, par des dépôts argilo-limoneux (*A*, *Aj*...[1]) de couleur brun rougeâtre à la base, à ocre jaune à rougeâtre vers le sommet. Leur épaisseur varie de 50 à 80 cm, et elles sont caractérisées par la présence, parfois, de petits silex très rubéfiés, lie-de-vin, subarrondis.

Ces niveaux correspondent probablement à la partie sommitale des profils d'altération et sont probablement d'origine en partie fluviale.

L'âge de cette altération n'est pas connu avec précision, mais elle suppose un potentiel d'altération relativement important pendant une période assez longue. L'équivalent de ce type de profil d'altération est connu sur les bordures du Bassin de Paris, et semble correspondre à une période qui a débuté au cours du Miocène moyen et s'est poursuivie durant le Miocène supérieur, Pliocène et le début du Quaternaire. Les terrains d'âge oxfordien à kimméridgien sont également affectés par une altération, mais les résidus ainsi produits semblent mieux lessivés que sur les substrats plus franchement carbonatés du Dogger. Les altérites d'âge Crétacé inférieur ne semblent pas représentés sur le territoire de la feuille.

***S*. Silicification et meulièrement (âge indéfini, probablement polyphasé).** Des phénomènes de silicification et de meulièrement ont été observés sur la carte Melle. Les silicifications affectent surtout les calcaires d'âge Bajocien à l'Est de Celles-sur-Belle. Immédiatement au Sud, les terrains pliensbachiens et toarciens sont également silicifiés apparemment dans la masse. Cette silicification semble liée à la fracturation et aux minéralisations affectant la couverture sédimentaire, en particulier dans les environs des mines carolingiennes. D'autre part, les calcaires bajociens silicifiés ont subi une légère meulièrement postérieure. À l'inverse, les calcaires silicifiés toarciens et pliensbachiens ne portent pas les marques de cet épisode d'altération, mais d'une karstification apparemment anté-silicification, comme par exemple dans les anciennes carrières Loubeau. À cet endroit, une deuxième phase de karstification a déposé une pellicule calcitique sur les anciens conduits, dans les calcaires pliensbachiens silicifiés.

Fy. Alluvions anciennes : sables et conglomérats polygéniques fluviaux (Pléistocène supérieur : Würm) (3 à 5 m). Présent uniquement le long de la vallée de la Boutonne, les alluvions anciennes d'âge Pléistocène supérieur récent, constituent un replat bien visible dans la morphologie à environ 1,50 m à 2 m au-dessus du niveau des alluvions actuelles. La matrice est argilo-sableuse, les éléments sont polygéniques et très hétérométriques avec des clastes allant jusqu'à 20 cm de diamètre. Ces clastes sont tous originaires des terrains immédiatement voisins : calcaires jurassiques d'âge Bajocien à Oxfordien. L'âge du dépôt n'est pas connu de façon précise, on peut cependant penser qu'il est contemporain de la dernière

période glaciaire du Quaternaire (Würm). Des cellules de cryoturbation ont été observées dans les anciennes exploitations de granulat, au Sud-Ouest de Secondigné-sur-Belle.

SC. Dépôts de versants mixtes (Tardiglaciaire à Actuel) (quelques mètres). Les talus relativement abrupts du synclinal de Lezay et de la vallée de la Boutonne sont empâtés par des formations superficielles issues des calcaires bajociens, bathoniens et calloviens du plateau Mellois, mêlées à des altérites de ces mêmes calcaires. Ces dépôts, mis en place sous climat périglaciaire puis repris par colluvionnement, sont constitués de débris subanguleux variés, à nombreux éléments de calcaires silicifiés, noyés dans une matrice argilo-limoneuse brun rougeâtre. Le parti a été pris de représenter ces formations par une surcharge en pointé et contours tireté, pour ne pas masquer les observations faites sur le substrat et les talus du plateau de Melle. Ces dépôts peuvent localement présenter des épaisseurs importantes ; 23 m dans le forage de « le Rochereau » à l'Ouest de Lezay, sur la feuille Saint-Maixent-l'École.

CF. Colluvions mixtes de pied de talus (Postglaciaire à Actuel) (0,5 à 2 m). C'est un matériel mixte à matrice argilo-limoneuse à sablo-limoneuse et éléments variés, qui tapisse les talus des vallées de la Boutonne et de la Bondoire. Les éléments sont des débris de calcaires, de calcaires silicifiés et d'accidents siliceux des calcaires jurassiques. L'essentiel du dépôt semble colluvionné sur les pentes des vallées, mais un remaniement par un réseau hydrographique structuré est fortement vraisemblable.

FC. Colluvions de fond de vallon sec (Holocène à Actuel) (jusqu'à 2 m). Ces dépôts mixtes comblent en général le fond des vallons secs ou temporaires ; ils 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 : calcaires d'âge Bajocien à Kimméridgien inférieur selon leur situation. Parfois de petits cônes de déjection associés à ces colluvions de fond de vallée sont conservés dans la morphologie, comme par exemple au Sud-Ouest de Chef-Boutonne, à l'Ouest de Paizay-le-Chapt, ou au Sud de Périgné. On peut noter, au Sud-Est de Prahecq, la présence de colluvions de fond de vallée dans des dépressions aveugles calquées sur des réseaux de faille affectant la couverture sédimentaire, réseaux probablement liés à l'accident de socle de Niort.

Fz. Alluvions modernes (Holocène à Actuel) (2 à 5 m). 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 afférentes à proximité, avec une majorité de graviers et galets calcaires jurassiques, parfois silicifiés (accidents siliceux des calcaires et cal-

caires silicifiés par altération). Les sondages révèlent une épaisseur variant entre 2 et 3 m pour les alluvions actuelles de la Boutonne.

DONNÉES STRUCTURALES ET ÉVOLUTION TECTONIQUE

DONNÉES STRUCTURALES

Accident de Parthenay–Ruffec

L'Accident de Parthenay (Poncet, 1993) fait partie des accidents majeurs cartographiés en Domaine sud-armoricain. Il a été identifié à l'Est de Nanteuil, sur la feuille Saint-Maixent-l'École (cf. notice). C'est un secteur de fracture crustale étroite et complexe, déterminée par la juxtaposition de décrochements sub-parallèles disposés en échelon.

En surface, cet accident est clairement identifiable sur 45 km environ, d'Amailloux au NNW (cf. feuille Parthenay, n° 565), à Nanteuil au SSE. Au-delà, les assises du Jurassique et les formations continentales du Cénozoïque interdisent toute observation directe du substratum. Néanmoins, l'analyse des cartes gravimétriques à 1/320 000, n° 17 (Nantes) et n° 21 (La Rochelle), ainsi que l'interprétation de données aéromagnétiques (Colchen *et al.*, 1997) suggèrent l'existence d'une discontinuité crustale sub-rectiligne et verticale dans le prolongement de l'Accident de Parthenay pour le moins jusqu'à La Rochefoucauld (Charente). Au total, l'Accident de Parthenay se développerait sur près de 120 km.

De direction moyenne N155, il induit la déformation à l'état solide d'une lame granitique qui constitue probablement un copeau tectonique issu du Granite de Ménigoute. Cette déformation, non-coaxiale, s'effectue en régime cisailant dextre. Les critères de cisaillement significatifs sont homogènes et univoques à toutes les échelles d'observation depuis la dissymétrie de formes des micas ou des cristallisations synchronématiques en zones abritées développées autour des minéraux relictuels jusqu'à la configuration des trajectoires de la déformation finie (foliation mylonitique).

Le jeu dextre de cet accident en climat ductile a accompagné la mise en place du Granite de Parthenay (Poncet, 1993) qui présente de nombreuses affinités pétrographiques et géochimiques avec certaines intrusions (leuco)granitiques des segments hercyniens voisins (Bretagne méridionale et Limousin) dont les âges radiométriques sont compris entre -350 et -315 Ma (cf. Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Selon toute vraisemblance, cet épisode se place dans l'intervalle Viséen-Namurien.

Les données géophysiques disponibles, cartes des anomalies de Bouguer et des variations du champ magnétique résiduel (Colchen *et al.*, 1997 ; Rolin *et*

al., 1997) apportent d'intéressantes données sur la structure de la croûte continentale. M. Burbaud-Vergneaud (1987) a déjà souligné les correspondances existant entre l'orientation des structures profondes mises en évidence par les variations du tracé des courbes d'isovaleur de l'anomalie de Bouguer et les failles de directions NW-SE reconnues en surface dans la couverture jurassique. Ces faits sont confirmés par les variations du champ magnétique résiduel récemment obtenues, où les failles NW-SE qui encadrent le Graben de Saint-Maixent et leur inflexion à l'approche de la Faille de Parthenay (N150), sont parfaitement reconnaissables.

Les failles NW-SE confirment ainsi le fait, maintes fois constaté, d'un héritage structural entre les structures du socle et celles de la couverture qui lui est superposée.

Dans notre exemple, il est vraisemblable que l'accident majeur du socle (Faille de Parthenay–Ruffec) se situe sous le faisceau de failles de la bordure nord-est du horst mellois.

Accident de Niort

L'Accident de Prahecq–Chef-Boutonne (N125-N135) semble lui, superposé à un accident du socle (Accident de Niort) de direction parallèle aux grandes failles vendéennes réputées néo-varisques (N125). Cependant ce dernier semble décaler tardivement le Granite de Melle et l'Accident de Parthenay, ainsi que le Complexe des Essarts–Mervent suivant une direction plus redressée (N150).

L'absence de relevé structural précis rend très délicat l'établissement d'une chronologie relative de l'apparition des failles ; en effet, la plupart de ces accidents ont joué à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène pendant les orogénèses pyrénéenne et alpine.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

Sur le territoire de la feuille Melle, les premières traces d'une activité tectonique sont représentées par la Faille de Parthenay. Cette faille affecte le pluton leucogranitique de Melle, dont la mise en place est estimée à 315-300 Ma (limite Namurien–Westphalien à Stéphanien). La Faille de Parthenay recoupe toutes les failles armoricaines et a fonctionné de façon synchrone avec la mise en place du Granite de Parthenay (Poncet, notice Saint-Maixent-l'École). La Faille de Niort, de direction sensiblement armoricaine, affecte aussi le socle et recoupe également le Leucogranite de Melle, mais on ne connaît pas avec certitude l'âge de son premier jeu. En effet, elle est toujours située sous couverture sédimentaire, donc sans possibilité d'observation directe des compartiments.

Une chronologie relative des épisodes tectoniques reconnus dans le Seuil du Poitou a été proposée par M. Burbaud-Vergneaud (1987), faisant état de la succession de plusieurs épisodes de fracturation.

L'étude de la fracturation à l'échelle de l'affleurement du Graben de Saint-Maixent (Colchen, notice Saint-Maixent), révèle que son individualisation a été précédée par un épisode compressif NNE-SSW (Burbaud-Vergneaud, 1987). De notables variations d'épaisseur ont été constatées dans la couverture jurassique (Cariou, notice Saint-Maixent-l'École) :

- lacune du Callovien supérieur dans certains secteurs ;
- Oxfordien inférieur représenté dans la partie NW du graben par 7 m de marnes à ammonites pyriteuses, réduits à quelques centimètres de microconglomérats dans la région de Pamproux à une dizaine de kilomètres plus à l'Est.

Ces faits peuvent être interprétés comme les témoins de variations de la subsidence conditionnée en grande partie par le rejeu des accidents sud-armoricains du socle hercynien. Ceci nous conduit à envisager l'existence d'un épisode extensif pendant l'Oxfordien moyen, épisode antérieur à la compression sub-méridienne et qui pourrait être rapportée à une distension régionale contemporaine de la phase de prérifting précédant l'ouverture de l'océan Atlantique.

La faille NW-SE du socle, disposée à l'aplomb du Graben de Saint-Maixent, composante du Cisaillement sud-armoricain, s'est individualisée lors des événements tardi-hercyniens. Cette faille a joué plusieurs fois pendant le Cénozoïque (comme en témoignent les différents systèmes de stries de glissement observés sur les plans de fracture, notice Saint-Maixent-l'École).

La première phase de compression NNE-SSW, contrecoup à l'Éocène des événements pyrénéens, a sans doute été précédée par une structuration en horst et grabens comme en témoignent les variations d'épaisseur exprimées dans les assises du Jurassique supérieur. Les autres phases de fracturation s'inscrivent en conformité avec celles reconnues en Europe occidentale de l'Oligocène à l'Actuel (Burbaud-Vergneaud, 1987) : distension NNE-SSW à l'Oligocène, compression sensiblement E-W au début du Miocène, compression NW-SE à la fin ou après le Miocène, distension tardive d'âge probable Pliocène supérieur, puis compression subméridienne « actuelle » soulignée par de nombreuses diaclases subméridiennes.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

On retrouve, sur la feuille de Melle, les grandes étapes de l'évolution sédimentaire du Jurassique de l'Ouest-européen, avec toutefois quelques particularités locales. Cette synthèse reprend pour une grande part, celle rédigée par É. Cariou dans la notice de la feuille adjacente de Saint-Maixent-l'École.

La carte s'inscrit intégralement sur le versant parisien du Seuil du Poitou dont l'ossature hercynienne comporte un axe granitique important (Colchen *et al.*, 1997). Cette masse de faible densité va influencer la sédimentation marine durant une grande partie du cycle jurassique (Gabilly, 1963 ; Gabilly *et al.*, 1974) ; ainsi, jusqu'au Bathonien inclus, l'ensemble du seuil restera une aire de grande stabilité tectonique avec une quasi-absence de failles synsédimentaires (uniformité relative et épaisseur modeste des formations, variations d'épaisseur et d'amplitude limitée pour le Bajocien et le Bathonien) (Gonnin *et al.*, 1993). Il en découle que les variations de l'espace disponible à la sédimentation, au moins jusqu'au début du Dogger, seront essentiellement contrôlées à l'échelle du 3^e ordre et sur le plus long terme, par des oscillations du niveau marin d'origine tectono-eustatique.

À partir de l'Aalénien, le facteur tectonique participe clairement au contrôle sédimentaire. Ainsi l'Axe granitique de Parthenay, avec son prolongement de la région de Charroux (Colchen *et al.*, 1997), est actif durant le Jurassique. Il détermine un axe paléogéographique majeur, celui de Pouzauges–Oradour-sur-Glane, dont l'influence se révèle déterminante sur la sédimentation (Gabilly *et al.*, 1997). D'autres accidents sud-armoricains du socle, qui ont rejoué au cours des phases pyrénéo-alpines du Cénozoïque, participent, au moins épisodiquement dès le Jurassique moyen, au contrôle synsédimentaire des dépôts jurassiques marins (changement relativement brusque des épaisseurs et des faciès). C'est le cas, par exemple, au Callovien, pour l'Axe de Vilhonneur (Gabilly *et al.*, 1985a).

Lias

Constitution du réceptacle sédimentaire et épisode continental du Lias inférieur

Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Trias, c'est-à-dire environ 40 millions d'années. 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. La morphologie du secteur couvert par la feuille Melle, au début du Jurassique, était héritée de l'érosion différentielle permo-triasique de son bâti hercynien (Gabilly *et al.*, 1985b). La surface posthercynienne n'était pas complètement pénéplanée et il subsistait des reliefs résiduels et des dépressions, où vont s'accumuler les premiers sédiments jurassiques d'origine continentale provenant de l'érosion des reliefs hercyniens (conglomérats, grès, sables). Leur altération se traduit par la production d'illite et par la destruction d'une partie des feldspaths. Les grains de quartz sont généralement très peu usés, indiquant un transport peu important de type fluvial. Leur dépôt ainsi que celui des argiles a dû s'effectuer en milieu estuarien. Enfin, ces sédiments renferment une flore remarquable dont l'association des espèces indiquerait un âge Hettangien inférieur (Carpentier, 1947-1949) et un climat de type intertropical (Balusseau, 1980).

Première transgression mésozoïque au Lias inférieur et édification d'une première plate-forme carbonatée de milieu marin restreint

Le retour de la mer va s'effectuer de manière progressive ainsi que le montre la base du Calcaire jaune nankin, marquée localement par la persistance d'épandages silico-clastiques, contemporain de la phase initiale d'ingression marine. La sédimentation caractérise en général un milieu marin restreint avec des dépôts essentiellement carbonatés évoluant depuis la zone infratidale supérieure jusqu'à la zone supratidale.

Plus à l'Est, dans le département de la Vienne où la formation est mieux connue, on a pu montrer que le Calcaire jaune nankin est constitué par l'accrétion de petites séquences élémentaires pluridécimétriques régressives (Balusseau, 1980 *in* notice Saint-Maixent-l'École). Celles-ci débutent par des faciès à grains (pelletoides, oolites, bioclastes, agrégats) et des dolomies rubanées d'origine algo-laminaire d'énergie plutôt assez forte, pour se terminer par des dolomicrites très fines d'énergie modérée à nulle, à pseudomorphoses de gypse, microfissures verticales de dessiccation, montrant une tendance à la bréchification par dissolution, mais dépourvues de silicoclastiques.

Cette organisation à petite échelle du Calcaire jaune nankin montre clairement que les dépôts étaient influencés sur le long terme par des variations de faible amplitude de la paléobathymétrie. Le milieu de sédimentation s'est donc maintenu constamment au voisinage de la zone intertidale. À plus grande échelle, des corps plurimétriques, parfois massifs, de calcaires oolitiques (grainstones bioclastiques) se rencontrent depuis la base jusqu'au sommet. Ils passent latéralement et rapidement à des faciès mudstones dolomités et suggèrent l'existence d'un dispositif sédimentaire dynamique comprenant des dunes oolitiques sous-marines de forte énergie hydrodynamique, aux contours indéterminés, sans doute complexe, délimitant des zones abritées favorables aux dépôts boueux, finement laminés.

Ainsi pourrait s'expliquer aussi les dépôts micritiques du Calcaire caillebotine n'intéressant que le 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 oolitiques de barrière, observés par exemple au Nord-Est de Fressines, à Sainte-Néomaye (feuille Saint-Maixent-l'École), et plus à l'Est 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 « Caillebotine » représenterait un prisme progradant régressif. 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 dolomitisants. La dolomitisation est alors dans ce cas un phénomène contemporain de la sédimentation (Balusseau, 1980, *in* notice Saint-Maixent).

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. L'apparition de très rares ammonites dans le Calcaire caillebotine pourrait indiquer un début d'ouverture épisodique de ces environnements à des influences plus marines (E. Cariou, notice Saint-Maixent).

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 caillebotine. Cette surface d'usure et d'omission qui tronque le sommet du Lias inférieur, d'âge post-zone à Macdonnelli (Sinémurien supérieur = Lotharingien), est reconnue partout en Europe (Graciansky *et al.*, 1998). C'est une coupure majeure dans la sédimentation régionale, qualifiée de « crise lotharingienne » par J. Gabilly (1976), marquant pour cet auteur la fin de la première mégaséquence régressive du Jurassique régional. Ponctuellement, des fissures subverticales de quelques centimètres de large et pouvant atteindre 0,60 m de profondeur ont été observées au toit du Lias inférieur. Elles sont comblées par des sédiments gréseux du Lias moyen. Selon J. Gabilly, ces fissures pourraient représenter les témoins d'une phase tectonique d'extension post-sinémurienne et anté-domérienne ayant accompagné la remontée de certains panneaux granitiques locaux du tréfonds hercynien.

Avec le Calcaire jaune nankin, la première communication marine s'établit entre le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine plus à l'Est, à hauteur de la gouttière poitevine. Celle-ci présente une digitation vers l'Ouest, en forme de golfe, dans la direction de Saint-Maixent. Elle correspond à une aire relativement plus subsidente, constituée par la gouttière mélusine, où le Lias inférieur atteint jusqu'à 25 m de puissance (Gabilly *et al.*, 1985).

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 Melle. 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, localement, reposer directement sur le socle granitique (Pied-Pouzin) ou micaschisteux et dont certains paléoreliefs résiduels se trouvent déjà définitivement enfouis. Le domaine marin s'étend et le détroit du Poitou dans son ensemble s'élargit (Gabilly *et al.*, 1985). 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. Les faciès grainstones très bioclastiques prédominent. La plate-forme est soumise périodiquement à des épandages chenalés de silicodétritiques, qui deviennent de moins en moins grossiers au

cours du temps par suite de l'éloignement des secteurs-sources, lié à l'ennoyement progressif des reliefs. L'origine de ce matériel siliceux est située au Nord, dans le Massif vendéen (en particulier le Granite de Neuvy-Bouin), dont les reliefs ont pu être ravivés (phase tectonique) lors de la « crise lotharingienne », provoquant une reprise d'érosion du socle anté-mésozoïque (Goudeau, 1978). Ces épandages s'effectuaient préférentiellement selon un axe Saint-Maixent–Melle (Gabilly *et al.*, 1985). Les sédiments s'organisent en plusieurs séquences de comblement, débutant par un conglomérat plus ou moins grossier et des arkoses, pour se terminer par des calcaires fins, parfois faiblement gréseux, pouvant renfermer des silex. Le sommet du Domérien a pu être daté à Chavagné avec la sous-zone à Solare (zone à Spinatum) grâce à l'espèce-indice *Pleuroceras solare*.

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 : mollusques lamelli-branches et gastéropodes marins, crinoïdes, brachiopodes et de manière plus accessoire, bryozoaires et spongiaires. Elle confirme l'installation au Pliensbachien d'environnements de milieu marin franc qui se substituent aux environnements de milieu marin restreint du Lias inférieur. La rareté des ammonites, bons flotteurs, mais nageurs plutôt médiocres, s'explique par la faible profondeur et l'existence de courants de marées contrariant leur déplacement.

Le détroit poitevin pouvait atteindre 60 km de large. Les dépôts de plateforme carbonatée passent vers l'Ouest, en Vendée, à des marnes et calcaires argileux de milieu plus profond (Gabilly *et al.*, 1985).

Approfondissement du milieu marin avec immersion du Seuil du Poitou au Lias supérieur (Toarcien)

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

– une première phase, essentiellement carbonatée, correspond au dépôt de calcaires argileux contenant le plus souvent des oolites ferrugineuses. Elle s'achève à la base de la zone à *Variabilis* (horizon à *illustris*). La base de ce premier épisode est marquée par des condensations et des lacunes, ainsi qu'une sédimentation gréseuse, lenticulaire. En certains endroits les dépôts du biohorizon à *Sublevisioni* transgressent directement sur la surface usée du Domérien (Saint-Maixent). Le sommet des carbonates présente à nouveau

des condensations et des lacunes, et on constate un hiatus des biohorizons à Semipolitum et à Variabilis. Cette seconde « crise sédimentaire » anté-horizon à Illustris, représente l'intervalle condensé et la surface d'inondation maximale d'une séquence de dépôt de 3^e 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 seconde phase présente une alternance marno-calcaire où la reprise de sédimentation s'effectue d'une manière quasi-isochrone avec la base de l'horizon à Phillipsi. La sédimentation sur l'ensemble du Seuil du Poitou devient alors plus uniforme en relation avec une profondeur relativement forte des dépôts. Cette deuxième phase se termine par une troisième « crise » sédimentaire régionale, matérialisée par le mince niveau conglomératique condensé, à nodules remaniés, taraudés et phosphatés, qui débute avec l'horizon à Fallaciosum (fig. 4). Il représente l'intervalle condensé d'une séquence de dépôt de 3^e ordre ;

– une troisième phase est marquée par une réduction des apports d'argilites au profit des carbonates, associée à une réduction progressive de la tranche d'eau (fréquence de plus en plus grande des gryphées).

DOGGER

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

Aalénien

La réduction des apports argileux amorcée au Toarcien supérieur se poursuit au début du Dogger. L'Aalénien inférieur, très réduit (2 à 3 m), montre un épaississement progressif des bancs de calcaires fins argileux vers le haut de la série (thickening-up). 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 ouverte.

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

– un domaine de plate-forme distale qui s'étend sur la quasi-totalité de la feuille, caractérisé par une sédimentation très condensée et lacunaire de biomicrites calcaires à oolites ferrugineuses où faunes nectoniques (ammonites, bélemnites) et benthiques (mollusques lamellibranches et gastéropodes) sont également abondantes ;

– un domaine de bordure de plate-forme carbonatée proximale, à sédimentation beaucoup plus importante, constituée par des calcaires fins dolomitiques à silex et faune benthique prédominante, d'environnement moins profond, d'énergie modérée. Ce domaine, restreint à l'angle nord-est de la feuille (région de Lezay), correspond à la périphérie d'un haut-fond carbonaté, qui s'étend plus à l'Est, adossé au Massif vendéen. L'axe paléogéographique Pouzauges–Oradour-sur-Glane est actif, puisqu'il délimite approximativement la bordure sud-ouest du haut-fond carbonaté (Gabilly *et al.*, 1985).

À l'Aalénien supérieur, sur le Seuil du Poitou, tous les paléoreliefs sous-marins constitués par le socle sont définitivement enfouis sous les sédiments. À l'échelle ouest-européenne, c'est au sommet de la zone à Murchisonae que se situerait le maximum régression du premier cycle tectonoeustatique majeur du Jurassique, amorcée au Toarcien. Dès la zone à Concavum, une nouvelle phase transgressive du second cycle transgressif-régressif majeur jurassique lui succède ; elle se prolongera jusqu'au Kimméridgien (Hallam, 1992 ; Graciansky *et al.*, 1998).

Bajocien

Le domaine de sédimentation est en gros celui d'une plate-forme colonisée par une faune benthique abondante de lamellibranches, gastéropodes et de spongiaires, auxquels sont associés des céphalopodes durant une grande partie du Bajocien. L'identification de plusieurs discontinuités sédimentaires majeures trans-bassins européens, grâce à leur datation par ammonites, souligne l'importance des fluctuations eustatiques comme facteur de contrôle de la sédimentation et des paléoenvironnements. À titre d'exemple, une interprétation en termes de cortèges sédimentaires et de séquences de dépôts du Bajocien local, déduite d'une étude régionale conduite selon la démarche préconisée en stratigraphie séquentielle a été réalisée par C. Gonnin, É. Cariou et P. Branger en 1993. Elle est étayée en terme de géométrie des dépôts, de polarité des structures sédimentaires c'est-à-dire de leur dynamique et de variations de profondeur au cours du temps. Les résultats exposés sont d'ailleurs conformes à ceux obtenus dans le Bajocien de Normandie par Rioult *et al.* (1991).

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 lamellibranches Pectinidés) exclut une grande profondeur. L'épisode à biohermes de spongiaires du sommet

du Bajocien inférieur (horizon à triptolenum, sous-zone à Blagdeni) serait associé à un cortège de bas niveau marin.

Ces calcaires finement bioclastiques et à silex traduisent un taux de sédimentation plus abondant et une nette diminution de la profondeur, hostile aux céphalopodes qui deviennent rares. Les dépôts suggèrent néanmoins un milieu infratidal supérieur. Les Calcaires à tubéroïdes (intraclastes ferruginisés) 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 au Nord-Est à une plate-forme proximale. Celle-ci a été colonisée par les coraux durant la sous-zone à Blagdeni (horizon à triptolenum). La plate-forme carbonatée offrait alors clairement un étagement biologique classique en relation avec la profondeur des environnements marins : une zone de biohermes coralliens en domaine proximal, doublée d'une zone de biohermes à spongiaires en milieu distal, orientée en gros Nord-Sud (Branger, 1986). Selon cet auteur, la bordure méridionale du domaine proximal était déterminée par l'axe paléogéographique Pouzauges–Oradour-sur-Glane. Elle était séparée du haut-fond de Melle (à soubassement granitique) par une aire déprimée, plus profonde, soumise à des influences franchement pélagiques. Cette gouttière de Lezay–Saint-Maixent délimitait les plates-formes proximales au Nord-Est et distale au Sud-Ouest. Ses fonds calmes et vaseux ont favorisé le développement privilégié de brachiopodes (lumachelles à *Sphaeroidothyris*) au Bajocien supérieur (zone à Garantiana).

L'abondance des silex dans les dépôts de la gouttière est à relier à la grande fréquence des spongiaires dont les squelettes constituaient probablement la principale source de silice. 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. Cet épisode progradant aura pour effet de combler toutes les aires déprimées (Gouttière de Lezay–Saint-Maixent, Gouttière poitevine à l'échelle du Seuil du Poitou). La conséquence en sera la réunion en une seule entité paléogéographique des deux plates-formes carbonatées, appuyées respectivement sur les promontoires vendéen de la Terre armoricaine et limousin de la Plate-forme centrale (Gr. Fr. Ét. Jurassique, 1980) et individualisées depuis l'Aalénien.

Paléogéographiquement, le domaine sédimentaire marin tend donc à s'uniformiser au Bajocien supérieur : c'est une rampe très faiblement inclinée vers le Sud-Ouest, peu profonde, de moyenne énergie hydrodynamique.

Bathonien

La rampe carbonatée, de morphologie très aplanie, héritée du Bajocien supérieur est soumise à des variations de profondeur qui sont largement

sous contrôle eustatique. Les épisodes d'approfondissement relatif à l'échelle du 3^e ordre sont marqués par une plus grande fréquence des organismes pélagiques (ammonites, bélemnites, microfilaments) qui la colonisent. Le mieux exprimé se situe à l'extrême base du Bathonien. Il correspond au « 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 illustre l'intervalle condensé de la première séquence de dépôts du Bathonien dans les bassins européens (Graciansky *et al.*, 1998). La sédimentation est boueuse, d'environnement de profondeur limitée. 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 selon P. Branger (*in* notice Saint-Maixent-l'École, inédit). Au sommet de la zone à *Retrocostatum*, l'existence de structures de chenaux sous-marins de dimension parfois pluridécamétrique (comme observé au Nord de François dans la tranchée de l'autoroute A83, feuille Saint-Maixent) est probablement à mettre en relation avec la baisse eustatique fini-bathonienne (Hallam, 1992 ; Graciansky *et al.*, 1998).

Évolution générale du domaine de plate-forme carbonatée durant le Jurassique moyen, jusqu'au Bathonien inclus

Depuis l'individualisation des deux plates-formes carbonatées à l'Aalénien supérieur (adossée respectivement à la Terre armoricaine et à la Plate-forme centrale), la sédimentation carbonatée est globalement progradante. Il en résulte la coalescence des deux plates-formes en une unique rampe monoclinale à très faible déclivité vers l'Ouest. Une autre conséquence est l'extension vers l'ouest du domaine marin sous faible tranche d'eau (faciès barrière d'énergie hydrodynamique élevée, faciès confinés plus calmes) aux dépens des faciès plus argileux à ammonites, d'environnements plus distaux dépendant du golfe charentais (Gr. Fr. Ét. Jurassique, 1980).

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

À l'échelle du Seuil du Poitou, une tectonique synsédimentaire distensive individualise plusieurs domaines sédimentaires. Durant le Callovien, l'axe paléogéographique Pouzauges–Oradour-sur-Glane, toujours actif, délimite un domaine vendéen dans le Nord des Deux-Sèvres, caractérisé par des dépôts calcaires fins, condensés, à oolites ferrugineuses, d'un domaine atlantique plus subsident représenté par le Calcaire argileux de Pamproux, que l'on retrouve sur la feuille Saint-Maixent-l'École. Ces micrites résultent pour partie de la décantation des boues fines bioclastiques en provenance du haut-

fond carbonaté de la Plate-forme Centrale situé à l'Est et pour partie, d'une composante planctonique (microfilaments). Le Calcaire argileux de Pamproux 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. L'intercalation plus argileuse et riche en ammonites signalée vers le sommet du Callovien moyen (horizon à Baylei) est assimilable à l'intervalle condensé d'une séquence de dépôt de 3^e ordre, dont le prisme régressif correspond aux faciès un peu crinoïdiques, plus pauvres en ammonites du sommet de la formation.

La limite méridionale de la plate-forme carbonatée se superpose à une faille de socle de direction armoricaine passant par Prahecq, Chef-Boutonne et qui se prolonge jusqu'à Vilhonneur en Charente. Cette faille déjà active au Callovien (cf. É. Cariou, notice Saint-Maixent-l'École) délimite un environnement pélagique à sédimentation nettement plus argileuse et plus complète, d'un domaine où les termes supérieurs du Callovien sont généralement absents ou réduits. Sur le territoire de la feuille, le Callovien supérieur est représenté dans l'angle nord-ouest de la feuille, par un prisme sédimentaire d'une vingtaine de mètres de puissance, dont l'existence est liée au jeu synsédimentaire distensif de la paléofaille et dont le compartiment sud-ouest est nettement plus subsident. La « Pierre chauffante » affleure sur le rebord sud-ouest du Dôme de Melle, le long de cette paléofaille. À l'échelle régionale, ce prisme sédimentaire du sommet de la zone à Athleta (horizons à Piveteau et Collotiformis), lorsqu'il est individualisé, apparaît toujours décalé géométriquement vers le domaine distal par rapport aux prismes sous-jacents, comme par exemple le Calcaire argileux de Pamproux (É. Cariou, notice Saint-Maixent-l'École). Ce qui, allié à des considérations de faciès et de profondeur, conduit à l'interpréter comme le cortège régressif de la dernière séquence de dépôt du Callovien distinguée par Graciansky *et al.* (1998). Après l'épisode régressif fini-Bathonien signalé précédemment, la sédimentation de marno-calcaires au Sud-Ouest et de calcaires légèrement argileux à faune pélagique abondante (ammonites notamment) témoigne de l'approfondissement général des environnements au Callovien inférieur et moyen.

Retour à une sédimentation argilo-calcaire pélagique au Callovien terminal

Sur la feuille Lusignan, les dépôts du Callovien supérieur (zones à Athleta et à Lamberti) sont réduits à un mince niveau de calcaires argileux conglomératique, condensé, à ammonites, qui surmonte les calcaires épais de la plate-forme du Callovien inférieur et moyen (le Calcaire argileux de Pamproux). Au niveau du fossé tectonique de Saint-Maixent, cette formation est directement transgressée par les Marnes gris-bleu à ammonites (Oxfordien inférieur) de plusieurs mètres d'épaisseur. La délimitation des deux aires de sédimentation et donc la bordure septentrionale de ce qui devait constituer un golfe

d'envasement marneux était probablement contrôlée par la paléofaille nord de l'actuel graben de Saint-Maixent, déjà active au Jurassique.

MALM

Généralisation de la sédimentation argilo-calcaire pélagique jusqu'au Kimméridgien inférieur

L'envasement argileux généralisé de la plate-forme carbonatée calloviennne se produit à l'Oxfordien moyen, avec la sédimentation des Marnes à spongiaires. Cette dernière formation traduit un environnement globalement pélagique comme l'indique l'abondance du plancton marin (coccolithophoridés), des spongiaires siliceux et des céphalopodes, à l'exclusion toutefois des minces intercalations de calcaires roux, fins ou micrograveleux, crinoïdiques, qui rythment la sédimentation. Ces bancs roux marquent le sommet de séquences régressives qui montrent le passage d'un environnement infratidal de moyenne profondeur (celui des Marnes à spongiaires) à celui d'un milieu infratidal supérieur, voire éventuellement intertidal.

La surface de discontinuité à la base des Marnes à spongiaires est une surface de transgression généralisée. Les coupures sédimentaires signalées au sein de cette formation ont probablement aussi une signification eustatique, car elles ont été identifiées dans les autres bassins européens grâce à leur datation relative par l'échelle de zonation standard d'ammonites (Graciansky *et al.*, 1998). Ainsi, selon ces derniers auteurs la discontinuité post-horizon à Schilli, pré-horizon à Rotoides, est assimilée à une surface d'inondation maximale, tandis que le niveau condensé à galets taraudés intra-horizon à Grossouvrei, matérialise une limite de séquence de dépôt. Il en existe d'autres dans l'Oxfordien supérieur, mais qui n'ont pas été observées pour des raisons de manque d'affleurement. Les Calcaires blancs de Fors (horizon à Bimammatum) correspondraient à un prisme de bas niveau marin relatif d'une autre séquence de dépôts. Ces interprétations nécessitent toutefois d'être confirmées par une analyse sédimentaire régionale qui reste à effectuer.

L'environnement calme et pélagique prédomine jusqu'aux premiers dépôts du Kimméridgien, suffisamment profonds pour permettre la décantation des vases carbonatées et argileuses à faune d'ammonites. Le Seuil du Poitou est alors largement submergé, ainsi que le montre le faciès homogène de la Formation de Villedoux qui affleure de part et d'autre de celui-ci (dans les bassins de Paris et aquitain) et aussi le témoin trouvé au sein du Graben de Saint-Maixent à la faveur du lever cartographique. Un vaste domaine de haut-fond carbonaté subsident persiste à l'Est : la Plate-forme centrale (Enay *et al.*, 1980).

Régression lente au Kimméridgien inférieur, puis dernière pulsation marine jurassique, régression et émergence partielle du Seuil au Kimméridgien supérieur

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

Au Kimméridgien supérieur, après une brève période pendant laquelle la tranche d'eau plus importante est 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 à la fin du Kimméridgien et l'apparition d'évaporites dans le Pays-bas charentais au Tithonien, annoncent l'émergence complète du Seuil du Poitou.

CRÉTACÉ

Émergence généralisée au Crétacé inférieur

À ce jour, il n'existe pas d'indice de la présence de dépôts d'âge Crétacé inférieur, sur le territoire de la feuille Melle. Les formations de type continental (faciès wealdien) rencontrées en forage dans le sud-Charente (Saint-Félix 1) et dans le secteur d'Oléron-Jonzac, sont rapportés au Barrémien-Albien (Platel, 1989) ; ces indices sont relativement éloignés du seuil, et confirment de ce fait l'émergence du secteur concerné par la feuille Melle.

Les profils d'altération affectant le socle dans la région de Parthenay et en Vendée, le socle et les terrains de couverture depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien-Bathonien dans la région de Fontenay-le-Comte, sont attribués à cette longue période d'émergence que constitue le Crétacé inférieur. Cette phase érosive, probablement due à une importante remontée altimétrique de la croûte continentale à cet endroit, semble liée au phénomène de rifting que subi le Golfe de Gascogne ; elle va conduire au façonnage d'une surface d'altération.

Dernières transgressions marines au Crétacé supérieur

Après la longue période d'émergence du Crétacé inférieur, la mer revient progressivement pendant le Cénomaniens, de part et d'autre du Seuil du Poitou ; elle ne semble pas atteindre cependant la région de Melle. C'est pro-

bablement à cette époque qu'une partie importante de la couverture sédimentaire à été érodée au droit du seuil. Au Turonien inférieur, le Seuil poitevin est probablement recouvert par la mer, comme semblent l'indiquer les faciès très distaux des dépôts que l'on retrouve aussi bien dans le Bassin parisien qu'en Aquitaine : le Bassin aquitain communique alors avec le bassin de Paris.

Progressivement la mer va se retirer au cours du Crétacé supérieur ; le secteur de Melle restera rattaché au domaine continental durant tout le Tertiaire.

CÉNOZOÏQUE

Continentalisation de la région au Cénozoïque

À l'Éocène inférieur à moyen, une nouvelle phase d'altération va laisser son empreinte sur le pourtour du bassin de Paris, matérialisée par une surface d'érosion où vont se développer des profils d'altération.

À l'Éocène supérieur–Oligocène inférieur, le dépôt de sables argileux, marnes et calcaires est généralisé sur tout le pourtour du Massif central et une partie du Seuil. Ces sédiments de milieux palustres à lacustres renferment localement des limnées, planorbes ou oogones de characées (Synclinal de Lezay et Graben de Saint-Maixent).

C'est à la fin de l'Éocène–base du Miocène, que l'on rattache traditionnellement le rejeu en distension des accidents à l'origine de la formation des horsts et des grabens, tel celui de Saint-Maixent-l'École au Nord immédiat de la feuille ; mais la tectonique en compression d'âge Miocène à Quaternaire a également laissé une forte empreinte dans la morphologie actuelle du graben.

Dès le début du Miocène supérieur jusqu'au début du Pléistocène inférieur, consécutivement à un bombement crustal probablement induit par l'orogénèse alpine, une surface d'altération va à nouveau façonner la morphologie du pourtour du Bassin parisien et du Seuil du Poitou. On peut difficilement distinguer cette surface d'altération de la précédente, attribuée à l'Éocène, du fait du biseautage des surfaces sur les aires de socle et sur le Seuil poitevin.

C'est à ces périodes d'érosion que les auteurs rattachent la formation des « Terres rouges à châtaigniers », préservées en général sur les secteurs en relief (horsts, Seuil du Poitou), et la mise en place de la Formation des bornais, plutôt préservée dans les secteurs déprimés (replat morphologique de la couverture sédimentaire du Nord-Est du Pays-des-Six-Vallées), qui correspondent à des profils d'altérations, l'un probablement plus ou moins en place, l'autre ayant subi un remaniement fluvial.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Présentation générale

La feuille Melle à 1/50 000 englobe deux régions naturelles séparées par la diagonale du faisceau de failles NW-SE, qu'emprunte localement la vallée de la Boutonne. Au Nord-Est de cette ligne, c'est le Plateau mellois, paysage entre Gâtine et Bocage qui culmine ici aux alentours de 165 m. Au Sud-Ouest, c'est la région des « Terres de groies », un paysage aux altitudes plus basses (50-70 m), qui confine au Nord à la plaine de Niort, et qui englobe la grande forêt de Chizé.

Les références bibliographiques concernant cette feuille sont à peu près les mêmes que celles de la feuille Saint-Maixent-l'École. Dans le domaine des sols, outre le catalogue des stations forestières des Terres rouges à châtaigniers (Rivain, 1994), qui couvre en fait le Plateau mellois, on peut tirer profit pour les Terres de groies de synthèses plus générales sur les sols calcimagnésiques de Poitou-Charentes (Callot, 1972 ; Ducloux, 1971 ; Ducloux et Chesseron, 1989) ainsi que les informations concernant la plaine vendéenne dans la notice de la carte des sols de Fontenay-Le-Comte (Ducloux, 1989).

Pour ce qui concerne l'occupation du sol, les statistiques agricoles des deux derniers Recensements généraux de l'agriculture et celles de l'Inventaire forestier national pour le département (dernier passage en 1995) apportent l'essentiel des données. Sur la flore et la végétation, des notes plus ou moins denses paraissent irrégulièrement dans le Bulletin de la Société botanique du Centre-Ouest sous la rubrique « Contribution à l'inventaire de la flore du Centre-Ouest », qui complètent le travail ancien et fondamental de Sauzé et Maillard (1880), et des descriptions de groupements végétaux figurent dans la notice de la Carte de la végétation de la France (feuille n° 44 : Niort), avec des listes de cortèges d'espèces.

Sur la phytogéographie, outre la carte de végétation, la mise en perspective régionale de L. Rallet (1960), prolongée par R. Corillion (1962), apporte des éléments intéressants, que complètent les vastes synthèses de P. Dupont (1962) et P. Roisin (1969). On ajoutera à cette liste une monographie biogéographique sur la forêt de Chizé (Babeau, 1973).

Le climat est du type subocéanique ou océanique dégradé, avec des précipitations annuelles de 800 à 900 mm, maximales sur le glacis du plateau mellois exposé à l'Ouest. Le régime est du type AHPE ou AHEP. Les températures annuelles oscillent entre 11 °C et 11,5 °C (18,5° à 19,5° en juillet) ce qui, avec un ensoleillement annuel d'environ 2 000 h et une évapotranspiration potentielle élevée (ETP Penman à Niort : 820 mm/an ;

moyenne quotidienne de juillet : 5 mm/j), confère à ce secteur de Poitou-Charentes un caractère sub-méditerranéen qu'ont noté aussi phytogéographes ou botanistes (cf. Corillon, Rallet, *op. cit.*).

Le plateau mellois

Sur la partie haute et tabulaire, les terrains calcaires du Dogger sont recouverts d'un manteau d'altérites argileuses rouges à concrétions ferrugineuses ($\mathcal{A}j_2Cp[2]$, $\mathcal{A}j_3Cs[2]$, $\mathcal{A}j_4CP[2]$, $\mathcal{A}j_4Pch[2]$), silteuses en surface, et pouvant même localement présenter un faciès de limon des plateaux d'épaisseur métrique (vraisemblablement résiduel et autochtone). C'est le domaine des Terres rouges à châtaigniers, où se concentrent les sols les plus acides de la feuille. Selon la profondeur d'apparition des horizons argileux rouges et du substratum calcaire, commandée par le relief, on observe une toposéquence de sols plus ou moins acides et évolués, allant du sol brun calcique plus ou moins caillouteux sur pente, sur les calcaires durs du Bajocien-Bathonien affleurants (qui subissent une altération pelliculaire libérant peu de calcaire actif), jusqu'au sol lessivé acide sur les limons les plus épais des sommets (bois de la Foye), en passant par des intermédiaires du type sol brun mésotrophe ou sol brun lessivé. On n'insistera pas en revanche sur les sols liés aux affleurements des roches cristallines du socle, qui représentent de faibles surfaces dans les vallons au Nord-Est de Melle.

La végétation potentielle associée à ces sols recouvre une série de groupements forestiers allant de la chênaie-charmaie à jacinthe, sous des variantes « calcicole à neutrophile », sur les sols bruns *lato sensu*, jusqu'à la chênaie méso-acidiphile ou acidiphile centre-atlantique à Canche flexueuse, sur les sols limoneux marqués par le lessivage. Du point de vue phytogéographique, la chênaie acidiphile du Mellois héberge, aux côtés d'un cortège subatlantique dominant, des éléments méditerranéo-atlantiques ou eu-atlantiques en nombre somme toute limité (*Erica scoparia*, *Asphodelus albus*, *Peucedanum gallicum*), qui rattachent ces groupements aux chênaies ligériennes plus qu'aux chênaies landaises (il est vrai très dégradées) : *Quercus pyrenaïca*, *Pseudarrhenaterum longifolium*, *Agrostis curtisii*, *Simethis planifolia*, *Viola lactea*, *Potentilla montana* sont rares ou absents. Du point de vue phytosociologique, on se situe à la jointure entre l'aile centre-atlantique du Quercion *robori-petraea* (Maine, Anjou, Sologne) et le Quercion *pyrenaïcae* typique du Sud-Ouest, la question ne pouvant être tranchée faute d'études locales.

Sur le terrain, les associations prennent la forme de sylvofaciès du type mélange futaie-taillis (correspondant parfois à des peuplements encore traités selon le régime du taillis-sous-futaie, parfois à des peuplements en voie de conversion ou à des taillis avec réserves éparses), ou de taillis simples. Le chêne pédonculé domine parmi les réserves, ayant souvent remplacé le chêne sessile, avec le charme sur les sols les plus riches. Parmi

les essences du taillis, c'est le châtaignier (sols mésotrophes et oligotrophes), les chênes, le robinier et le charme (chênaies-charmaies).

Hormis les terres limoneuses à tendance acide, domaine d'élection du châtaignier où on préconise parfois de planter du chêne commun ou du chêne rouge, que la sensibilité à la battance et parfois l'hydromorphie rendent moins bons pour l'agriculture, la plupart des autres sols sont propices aux grandes cultures, céréales (blé, maïs), ou colza. Le paysage de bocage a régressé assez nettement depuis quelques décennies, ce qui a alerté les services de développement forestier.

Dépression oxfordienne

Sur les faciès marneux ou marnocalcaires de la dépression oxfordienne (j5), qui marque la transition entre le plateau mellois et celui de Chizé, on rencontre des sols argileux, parfois lourds, carbonatés ou non dès la surface, du type sol brun calcaire ou calcique, moins perméables en hiver mais assez séchards en été. L'occupation de ces sols atteste de leur vocation agricole. On y observe là aussi des grandes cultures, et peu de bois, sauf dans les vallons.

Plateau des « Terres de groies »

C'est un plateau monoclinale constitué par les calcaires durs, compacts, à grain fin et à tendance micritique, du Kimméridgien (j6), qui supporte la forêt de Chizé et ses bordures. Les sols dominants sont calcimagnésiques, peu profonds, caillouteux en surface en raison du débit de la roche en plaquettes (les « platins ») sous l'effet de la gélifraction en environnement périglaciaire (Pléistocène), à terre fine rougeâtre. Ces sols que l'on trouve sur cette bande calcaire du Malm jusqu'aux environs d'Angoulême (Forêt de la Braconne) sont désignés par le terme vernaculaire de « groies » (terme périgourdin faisant référence aux cailloux anguleux).

Les variantes morphologiques sont en relation avec le lithofaciès (abondance des résidus argileux, présence éventuelle de joints marneux, débit de la roche), l'histoire de l'altération, les remaniements périglaciaires selon la topographie (cryoturbation, érosion, solifluction), enfin l'histoire anthropique (passé agricole).

Dans le secteur des « groies », l'orthotype en situation de plateau sur ces roches est un sol brun calcique peu épais et caillouteux, argilo-limoneux, de couleur ocre-rouge, provenant d'une décarbonatation pelliculaire et d'une libération subséquente de fer sous forme d'oxyhydroxides plus ou moins déshydratés (goethite le plus souvent). Sur les pentes, sur matériaux cryoturbés et/ou sous culture, on trouve des sols carbonatés de type rendzine rouge ou rendzine secondaire (anthropique). La concentration en fer libre et la couleur rougeâtre (couleur Münsell : 5YR, 2.5YR)

des horizons B des « Terres de groies » les apparentent aux sols fersialitiques, mais ce caractère est généralement considéré comme l'héritage d'une pédogénèse ancienne, contemporaine des épisodes tempérés-chauds du Pléistocène.

Les groupements végétaux associés à ces types de sols sont des chênaies-hêtraies calcicoles, pouvant passer localement à des sylvofaciès de hêtraies quasi-pures. L'existence de celles-ci relève d'explications historiques car sur le plan écologique, le climax climatique est bien la chênaie-hêtraie. La limite entre les deux types de groupements sur le terrain est nette et correspond à des régimes de propriété, comme à la Commune, au Nord de Chizé, où la limite de la hêtraie est celle qui sépare la forêt domaniale et les marges du massif. En fait cette futaie de hêtre est le résultat de la conversion préconisée dans l'aménagement de 1969. Par ailleurs, l'essence est aussi en limite de conditions stationnelles et dépérit lors d'années particulièrement sèches. Dans le sous-étage des hêtraies-chênaies à fragon et garance, on rencontre les habituels morts-bois calcicoles (troëne, fusain, viorne lantane, cornouillier), et une strate herbacée indicatrice de nuances trophiques ou hydriques. Le cortège du Carpinion domine, avec la jacinthe (*Hyacinthoides non-cripta*), *Mercurialis perennis*, *Melica uniflora*, mais quelques transgressives du Fagion font leur apparition sous hêtraie (*Cephalanthera rubra*), et dans les formes dégradées-ouvertes sur les sols les plus secs, apparaissent quelques méditerranéennes ou subméditerranéennes du Quercion pubescentis (*Acer monspessulanum*, *Vincetoxicum officinale*, *Spirea filipendula*, *Buglossoides pupocoerulea*, ...). En fait ces stades régressifs de la chênaie-hêtraie se distinguent des véritables chênaies pubescentes – a priori absentes du massif sauf peut-être dans sa partie sud (feuille Saint-Jean-d'Angely) – par la présence d'un complexe d'hybrides inter-spécifiques de chênes et d'espèces reliques du Carpinion.

Les Terres de groies les plus profondes pourraient être d'assez bonnes terres de culture : elles autorisent des travaux précoces et des cycles de culture longs, mais leur charge en cailloux use les outils et les pneumatiques. Enfin leur réserve utile modeste rend nécessaire l'irrigation pour pallier le déficit hydrique estival, et l'impossibilité de faire des retenues collinaires en pays karstique, les rend tributaires de l'existence d'une nappe exploitable à une distance et une profondeur non rédhibitoires.

Le réseau hydrographique

Il est organisé autour de la Boutonne, qui reçoit en rive droite les eaux d'un sous-réseau en peigne drainant le plateau mellois, avant de faire une percée conséquente dans le talus du plateau de Chizé.

Dans les vallons d'ordre 1 (FC), ce sont des sols peu évolués d'apport colluvial à alluvial, hydromorphes, et encore physiquement et chimique-

ment marqués par la nature des terrains environnants. Les sols sont dans l'ensemble argileux, et eutrophes. Selon la profondeur de l'hydromorphie, les groupements stationnels sont des chênaies-pédonculées-frênaies ou des aulnaies-frênaies. On peut les voir à l'état de fragments à flore plus ou moins rudéralisée, dans les vallons.

Dans les vallées secondaires (Fz), dominent les sols alluviaux calcaires et hydromorphes de type gley alluvial (humus : mull carbonaté ou anmoor) à pH eau proche de 7, occupés selon les endroits par l'aulnaie mésohygrophile à hautes herbes, des prairies ou des peupleraies.

RESSOURCES EN EAU

Le territoire de la feuille Melle présente deux domaines bien différenciés sur le plan hydrogéologique.

Ces domaines occupent chacun une moitié de la carte ; leur délimitation se faisant selon la diagonale dessinée par le faisceau de failles de direction NW-SE, emprunté dans sa partie orientale, par le cours de la Boutonne.

Domaine hydrogéologique au Nord et à l'Est de cette ligne de partage

Dans ce domaine, affleurent les formations du Jurassique inférieur (Lias) et moyen (Dogger) qui recouvrent le Dôme de Melle. Si les formations liasiques ne sont représentées à l'affleurement qu'au fond des hautes vallées de la Béronne et de la Légère, les formations du Dogger (ou leur produit d'altération) se trouvent à l'affleurement sur la quasi-totalité du domaine hydrogéologique.

Ces formations constituent deux aquifères superposés, le plus souvent isolés hydrauliquement grâce au niveau imperméable des marnes toarciennes. L'aquifère superficiel qui contient la nappe supra-toarcienne surmonte l'aquifère infra-toarcien qui repose directement sur le socle.

Aquifère supra-toarcien (ou du Dogger)

À l'est de la feuille (Antiforme des Alleuds), le plateau calcaire présente une géomorphologie typique des pays karstiques (nombreuses dolines, absence de réseau hydrographique, vallées sèches) témoignant d'une infiltration totale des eaux apportées par les précipitations.

Les puits sont profonds (30 à 40 m) et le gradient hydraulique de la nappe est faible (inférieur à 1 %). Les eaux sont rapidement évacuées vers le Sud-Ouest (bassin de la Boutonne) ou vers le Nord-Est (bassin de Lezay), en

empruntant des axes d'écoulement souterrain qui se calquent sur les vallées sèches en provoquant, en saison hivernale, l'apparition d'émergences temporaires.

Un exemple remarquable de l'importance et de l'organisation des circulations d'eau en profondeur est fourni par la rivière souterraine de Bataillé (découverte par hasard lors du creusement d'un puits et explorée dès 1884 par A. Fournier) qui se situe dans les calcaires du Bathonien inférieur et reste pénétrable sur un développement de près de 400 m).

Plus en aval hydraulique, apparaissent des sources dès que les vallées sont suffisamment profondes pour recouper le toit de la surface piézométrique. On observe ainsi un premier niveau de sources dans les parties hautes du plateau mellois. Ces sources, de par leur situation et l'absence de toute autre ressource locale ont fait, très anciennement, l'objet d'aménagements (source de la Somptueuse, source des Coudrières ou de Marcillé).

Ces sources ont des débits très variables. La plus importante est celle de la Somptueuse, dont les venues ascendantes représentent un trop plein de la nappe supra-toarcienne. Son débit d'étiage est de plus d'une centaine de mètres cubes par heure. Cette source représente notamment l'exutoire de la rivière souterraine de Bataillé (démonstré par traçage hydrologique).

Au contact du fossé d'effondrement de la haute Boutonne, apparaît un deuxième niveau de sources (source de la Boutonne, fontaine de Lusseray, source du Guiboux), mais une partie du flux en provenance de l'aquifère rejoint le cours de la Boutonne de manière souterraine, en transitant par le recouvrement d'alluvions, notamment entre Chérigné et Javarzay.

Les recherches d'eau par forage qui se sont multipliées à partir des années 1980 ont montré que les ressources contenues dans l'aquifère supra-toarcien sont assez faibles. Ainsi, le débit obtenu par forage ne dépasse souvent guère une trentaine de mètres cubes par heure. Ceci s'explique par la faible épaisseur du réservoir qui est de l'ordre d'une trentaine de mètres sur un large secteur, notamment à l'Est de la feuille.

Cet aquifère karstique, faiblement protégé par les formations de recouvrement superficiel, apparaît très vulnérable vis-à-vis des activités humaines. La qualité des eaux, de type bicarbonaté-calcique, à minéralisation moyenne à forte, est donc sensiblement influencée par les matières épandues à la surface des sols. Cela se traduit par de fortes teneurs en nitrates (souvent de l'ordre de 50 mg/l) et la présence de pesticides.

En régime captif, sous les formations du Callovien terminal et de l'Oxfordien inférieur, on note une minéralisation élevée avec la présence de fer (pouvant être en excès par rapport aux normes de potabilité), fluor, voire

plomb et arsenic (ces deux derniers éléments sembleraient liés à la proximité des failles).

Aquifère infra-toarcien

L'aquifère infra-toarcien se trouve ici à l'affleurement dans la partie haute des vallées de la Béronne et très localement dans celle de la Légère. Cette disposition permet de distinguer un secteur où la nappe est libre d'un secteur, d'extension beaucoup plus vaste, où la nappe est captive.

Dans la zone libre, notamment dans la partie nord-ouest de la carte, une caractéristique remarquable du fonctionnement hydrodynamique de cet aquifère tient à sa karstification, entraînant des vitesses élevées de transit des eaux souterraines (source de la Chancelée, sur la commune de Saint-Romans-lès-Melle).

Dans ce contexte, la qualité des eaux, fortement vulnérables, se rapproche de celle de l'aquifère supra-toarcien. Dans la zone captive, de nombreux ouvrages pour l'irrigation ou l'alimentation en eau potable captent cette ressource. Les recherches en eau ont donné des débits très variables, parfois très faibles, parfois élevés, pouvant atteindre la centaine de m³/h.

La piézométrie de la nappe montre un écoulement du Nord-Est vers le Sud-Ouest, suivant l'enfoncement de la formation géologique.

Des relations hydrauliques existent avec l'aquifère supra-toarcien grâce au rejet de certaines failles qui permet une mise en contact des deux aquifères. La faible épaisseur des marnes toarciennes (5 à 10 m) facilite ces relations. Comme exemple local, on peut citer la faille de Tillou ou les failles septentrionale et méridionale du fossé de la Boutonne.

Un secteur particulier et d'extension très limitée sur le territoire de la feuille Melle se situe à l'extrémité nord-est de cette feuille, où la faille limitant le bassin de Lezay, met en contact l'aquifère du jurassique supérieur avec l'infra-toarcien à l'Ouest et confine les eaux de cet aquifère contre le socle, à l'Est.

Au point de vue qualité, on peut distinguer deux secteurs délimités selon une ligne passant par Paizay-le-Tort, Tillou et Chef-Boutonne.

En amont de cette ligne, soit vers le nord-est, la faible captivité de la nappe entraîne un dénoyage du toit de l'aquifère, dès que celle-ci est sollicitée. Cela se traduit sur la qualité des eaux, qui présentent des indices de contamination en nitrates et pesticides en provenance de l'aquifère supra-toarcien.

Au Sud-Ouest de cette ligne, l'aquifère reste captif tout au long de l'année. La minéralisation est moyenne, avec des teneurs en fluor généralement faibles, mais paraissant plus forte quand l'aquifère est plus profond.

Domaine hydrogéologique au Sud et à l'Ouest de cette ligne de partage

On retrouve dans ce domaine d'une part, les aquifères infra et supra-toarcien qui sont ici tous les deux captifs ; d'autre part, l'aquifère libre des calcaires du Jurassique supérieur.

Aquifère infra-toarcien

Dans la partie méridionale de ce domaine (zone d'affleurement du Kimméridgien), les connaissances acquises sont très peu nombreuses étant donné que cet aquifère n'a jamais représenté une cible privilégiée du fait de sa profondeur et de la présence d'autres ressources, souvent abondantes et beaucoup plus superficielles.

Seuls quelques sondages de reconnaissance (forage de Chizé, forage des Fosses) ont fourni des renseignements sur les caractéristiques de l'aquifère. À l'heure actuelle, il n'existe pas d'ouvrages exploitant cette nappe dans ce secteur.

Si la productivité apparaît forte et semble essentiellement liée aux épais niveaux de sable gris (gros-sel) présents à la base de la formation, les eaux sont très minéralisées, avec notamment de fortes teneurs en sulfates liées vraisemblablement à la présence d'évaporites à la base du Lias (ou aux niveaux les plus septentrionaux du Trias du Bassin aquitain).

Ces teneurs augmentent rapidement du Nord (bordure méridionale de la dépression de la Boutonne, entre Brioux-sur-Boutonne et Chef-Boutonne) vers le sud (secteur de Chizé) jusqu'à rendre ces eaux impropres à la consommation humaine.

Plus vers le nord, sous les affleurements de terrains oxfordiens (secteur Brûlain, Périgné, Vernoux-sur-Boutonne, Brioux-sur-Boutonne, Saint-Martin-d'Entraigues), la profondeur d'accès étant moindre, cet aquifère a fait l'objet de captages à but agricole ou pour l'alimentation en eau potable.

Aquifère supra-toarcien

Vers la limite septentrionale de ce domaine (secteur de Brioux, Brûlain, Saint-Martin-de-Bernegoue), sous les marnes du Callovien terminal-Oxfordien inférieur, se trouve l'aquifère supra-toarcien. La nappe est ici captive et les eaux sont dénitrifiées.

La minéralisation est élevée et on note la présence de fluor, fer (en excès vis-à-vis des normes de potabilité), voire plomb et arsenic.

Aquifère du Jurassique supérieur

Dans la partie la plus septentrionale de ce domaine (couloir tectonique de la Boutonne), les marnes et marno-calcaires d'âge Oxfordien affleurent mettant en captivité la nappe supra-toarcienne sous-jacente.

La productivité de cette nappe peut être forte et ses eaux bénéficient des phénomènes de dénitrification. Ceci en fait une ressource actuellement de plus en plus sollicitée pour les projets d'alimentation en eau potable.

Plus vers le Sud, les calcaires de l'Oxfordien supérieur–Kimméridgien inférieur apparaissent à l'affleurement ; ils contiennent une nappe aux ressources localement importantes, lorsque la fissuration est dense. Il s'agit là d'un domaine géographique où la ressource en eau souterraine est quasi exclusivement contenue dans ces formations superficielles.

De nombreux forages ont reconnu cet aquifère et l'exploitent à l'heure actuelle. Sa puissance atteint au maximum une vingtaine de mètres. En effet, il apparaît qu'au-delà d'une profondeur d'une vingtaine de mètres, le calcaire, compact et non oxydé (dénommé usuellement « Banc bleu ») constitue le mur de la nappe.

Dans les cas les plus favorables, notamment dans l'axe des vallées (à proximité de la Boutonne notamment), les débits les plus importants susceptibles d'être fournis par cette nappe peuvent dépasser la centaine de m³/h.

Dépourvue de toute protection, cette nappe présente une forte vulnérabilité vis-à-vis des activités humaines exercées à la surface des sols. Ces eaux sont moyennement minéralisées, bicarbonatées calciques et le plus souvent fortement nitrates.

Les relations de cette nappe avec la Boutonne étant étroites, il n'existe que très peu de sources, localisées généralement en bordure de la Boutonne. Une seule source présente un débit remarquable, même en étiage (de l'ordre de 300 m³/h) ; il s'agit de la source du Beth, à Availles-sur-Chizé.

Autres formations aquifères

Les autres formations aquifères présentent des extensions très réduites sur le territoire de la feuille Melle.

Il s'agit des formations alluviales anciennes de la Boutonne et des formations d'altération du socle granitique dans la haute vallée de la Béronne

qui, grâce à leur nature sableuse (arène leucogranitique), forment de petits réservoirs et donnent naissance à des sources à débit faible, mais régulier. Les alluvions anciennes permettent un transit des eaux issues de l'aquifère supra-toarcién en rive droite de la Boutonne ou de l'aquifère du Jurassique supérieur en rive gauche, vers le cours de la Boutonne. Les débits qui alimentent ainsi la Boutonne en étiage sont importants, notamment entre Chérigné et Chef-Boutonne.

SUBSTANCES UTILES

Il n'existe pas de carrière actuellement en exploitation sur le territoire de la feuille Melle ; cependant, de nombreuses carrières abandonnées témoignent d'une ancienne activité extractive importante.

La plupart des carrières étaient ouvertes pour la production de pierre de taille (calcaires bajociens et bathoniens), mais aussi de moellons (calcaires bathoniens et calloviens).

À Melle, le Moyen-Âge a vu le développement de l'activité extractive du plomb argentifère.

Les dépôts de pente ont fait l'objet d'exploitations artisanales très ponctuelles, ainsi que les sables et graviers alluvionnaires de la terrasse ancienne (Würm ?) de la Boutonne, entre Secondigné-sur-Belle et Chizé.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

La feuille Melle est caractérisée par une importante **minéralisation plombo-argentifère** (Tereygeol, 2001), dont une partie du gisement déborde sur le territoire de la carte de Saint-Maixent-l'École.

Les travaux d'extraction ont débuté pendant l'occupation romaine, et se sont poursuivis et développés au Moyen-Âge. L'apogée de l'activité extractive correspond à l'époque où Melle constituait l'un des dix ateliers monétaires de Charles-le-Chauve (vers 864 AD).

Situé pour l'essentiel sous la ville de Melle, ce métallotecte est bien connu à la suite de travaux d'exploration menés par le BRGM, de 1956 à 1962, puis par la Compagnie royale asturienne de mines. L'étude du gisement a donné lieu à une thèse de 3^e cycle de l'Université de Poitiers (Coiteux, 1983), d'où est extrait l'essentiel des données présentées dans cette notice.

La minéralisation affecte les formations karstifiées du Lias inférieur et du Pliensbachien, condensées au droit d'un paléorelief créé par le Leucogranite de Pied-Pouzin, qui affleure au Nord de Melle, dans la vallée de la Béronne.

Extension du domaine minéralisé

La campagne de sondage du BRGM, faite à la maille de 500 m, a conduit à une estimation des ressources de 750 000 t de plomb et 14 000 t d'argent sur une surface de 47 km².

Extension latérale. Les concentrations sont très inégalement réparties, les plus importantes se localisant au Sud-Est du gisement, sous la ville de Melle ; les concentrations peuvent varier très rapidement, en moins de 500 m. Dans les zones de concentrations exploitables, les teneurs varient de 40 kg/m² à 120 kg/m², voire 160 kg/m². La minéralisation paraît développée selon des bandes très allongées et étroites, entre 50 et 100 m : elles sont horizontales et situées à faible profondeur (8 m sous la surface). Les teneurs en métal dans ces bandes se situent entre 3 ‰ et 4 ‰ en plomb avec 60 g/t à 80 g/t d'argent.

Extension horizontale. La couche la plus minéralisée est peu puissante, de l'ordre de 2 m, et se localise dans la partie supérieure du Pliensbachien, dans la tranche de 1 à 5 m de profondeur comme le montrent les chiffres suivants.

Répartition des teneurs en fonction des profondeurs (en % métal de la teneur totale), par tranches verticales de 1 m à partir de la base du Toarcien : 0 à 1 m : 1,6 ‰ ; 1 à 2 m : 18,3 ‰ ; 2 à 3 m : 24,3 ‰ ; 3 à 4 m : 37,2 ‰ ; 4 à 5 m : 16,5 ‰ ; 5 à 6 m : 2,1 ‰. Au-delà de 6 m, les indices sont trop faibles et dispersés ; le toit est le plus souvent dolomitique et pratiquement stérile.

Nature et répartition géographique des minerais

- La **galène** constitue l'essentiel du minerai avec un rapport Ag/Pb oscillant entre 1 ‰ et 3,7 ‰.
- La **blende** n'est en quantité appréciable que dans la partie sud du gisement ; elle est totalement absente dans la partie nord.
- La **barytine**, souvent pseudomorphosée en quartz, ne se voit qu'au Nord, accompagnée de quelques cristaux de fluorine.

Les paragenèses et origine des métaux lourds

Les paragenèses observées à Melle sont simples : la galène domine, elle est localement accompagnée par la blende et la chalcopirite. La pyrite est également présente sous forme de pyritosphères. L'association quartz-galène est également fréquemment observée. Les métaux lourds (Pb, Zn, Ag) tirent leur origine du lessivage des socles anciens du Massif armoricain et du Massif central. Deux phases de karstification consécutives à des émergences durant le Lias semblent à l'origine d'une partie du processus de concentration. Ces émergences se situent au Pliensbachien et au Toarcien inférieur. En effet, on observe une lacune du Toarcien inférieur sur le dôme de Melle, lacune correspondant à une durée de plus d'un million d'années (Cariou, *in* Gabilly et Cariou, 1997).

Les indices de minéralisation

Localisation stratigraphique. Dans le Lias inférieur, les indices sont peu importants, dispersés dans la dolomie et associés aux faciès de dolomicrite, de dolomicrosparite et d'oodolomicrosparite. L'essentiel de la minéralisation se localise dans les terrains plienschbachiens, où elle se présente soit sous forme diffuse, soit sous formes fissurales ou géodiques, soit en imprégnations de remplissage karstique.

Description. La majeure partie des minéralisations est liée à un réseau karstique et se situe dans les remplissages de cavités, dans les géodes et les fissures ou en imprégnation à proximité de ces dernières, ou dans les épontes. Si dans les zones silicifiées de l'encaissant la galène a cristallisé après le quartz dans les géodes, elle se présente sous forme de cube d'une dizaine de microns ou en comblement de microgéodes de quartz subhexagonaux de 1 à 2 mm de diamètre. Ces formes laissent supposer une pseudomorphose de quartz par la galène.

On observe également l'épigénie de rhomboèdres de dolomie par de la blende. Ces microgéodes sont abondantes dans les faciès fins (dolomicrite du Lias inférieur et dolomicrosparite et silt du Plienschbachien) et plus particulièrement dans les remplissages silteux karstiques.

Minéraux associés dans les géodes. Mis à part le quartz, la galène et la blende sont accompagnées dans les géodes par la cérusite (carbonate de plomb, $PbCO_3$) provenant de l'altération de la galène. Elle est absente dans les remplissages silteux silicifiés où la galène n'est pratiquement pas altérée.

D'autres minéraux très peu abondants sont connus dans l'encaissant : il s'agit de la chalcopyrite, du cuivre gris, de la covellite, de la marcasite, de la goethite, de la limonite et de l'argentite.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les sites **paléolithiques** sont connus seulement par des ramassages de surface. Ils sont attestés sur les communes de Celles-sur-Belle, Melle et Saint-Léger-de-La-Martinière. Ils attestent une occupation humaine depuis 300 000 ans. La répartition de ces sites, surtout localisée autour de Melle, reflète avant tout le rôle prépondérant des prospecteurs pour la découverte des gisements.

Une enceinte **néolithique** a été identifiée à Prahecq, à l'Ouest ; des ateliers ont été repérés dans la plupart des communes. Des traces d'habitat de l'Âge du Bronze ont été découvertes à Lezay.

L'Âge du Fer n'est que très ponctuellement attesté, cependant de nombreuses découvertes issues de la prospection aérienne laissent supposer que les gisements protohistoriques sont beaucoup plus denses qu'il n'y paraît. Il s'agit de sites fossoyés, de forme simple à complexe, qui se répartissent préférentiellement sur des substrats calcaires, à l'exception de ceux du Bajocien, et souvent en limite de zones géologiques différenciées. Ailleurs ces sites sont installés sur les formations superficielles indifférenciées, à proximité des vallées. Leur grand nombre montre que la mise en valeur des terres, initiée au Néolithique, s'est amplifiée durant toute la Protohistoire.

Les établissements **gallo-romains** sont particulièrement nombreux sur la rive droite de la Sèvre niortaise (carte Saint-Maixent). Deux voies au tracé sensiblement parallèles, orientées nord-ouest ont été observées sur les communes de Mougon et Thorigné, ainsi que Prahecq et Sainte-Blandine. Le réseau des voies a drainé de nouvelles implantations de domaines agricoles (villae) et ainsi facilité les échanges commerciaux.

Le **Moyen-Âge** connaît son apogée avec l'émergence des paroisses, parfois installées sur des sites antiques et qui sont à l'origine des chefs-lieux de communes.

ARCHÉOLOGIE MINIÈRE

Selon les premiers historiens qui se sont intéressés aux mines de Melle, l'exploitation de ce gisement remonterait à la plus haute Antiquité. Les vestiges mis au jour ne permettent pas d'avancer une telle datation. En effet, la principale phase d'activité couvre uniquement la période carolingienne. Mais il est permis de s'interroger sur l'existence de mines plus précoces. Plusieurs datations par radiocarbone provenant de différents réseaux actuellement accessibles caractérisent clairement une phase d'exploitation dès la seconde moitié du VII^e siècle. En l'état actuel de la recherche, le seul indice qui permettrait d'avancer une datation plus ancienne pour le début de l'exploitation du gisement reste le nom mérovingien de Melle. Les premiers noms portés par la ville à cette époque sont « Metolo » et « Medolo ». Ils apparaissent sur des monnaies d'or. Or d'autres sites portent des noms très proches : Las Medulas en Espagne (Domergue, 1990), et La vigne de Medallada en France, pour ne citer que ces deux exemples. Dans le premier cas, il s'agit d'un gisement d'or, dans l'autre d'un gisement de cuivre. La similitude entre ces noms et celui de Melle sous la forme « Medolo » est troublante. Elle porte à croire que le gisement était connu dès le VI^e siècle date à laquelle apparaissent ces monnaies d'or. Le problème est encore plus simple avec le terme de « Metolo » puisqu'il désigne soit une masse minérale, soit un métal, et, pour certains auteurs, un gisement. Mais il s'agit pour l'heure d'indices et des preuves plus tangibles devront être apportées pour caractériser une exploitation

antérieure au VII^e siècle. Melle n'en reste pas moins un site d'exception, puisqu'il n'a connu qu'une seule phase d'activité centrée sur le haut Moyen-Âge. Il permet d'observer plus aisément que nulle part ailleurs, les techniques minières et métallurgiques en usage entre le VII^e siècle et le X^e siècle.

Le site minier de Melle est d'autant plus intéressant que se rattache à ces activités minière et métallurgique la production monétaire. Melle tient sûrement la place du plus important pourvoyeur d'argent neuf de l'empire carolingien. Actuellement encore, les monnaies de cette période retrouvées en fouille sont fréquemment issues de cet atelier. Il est frappant de constater que le passage au monométalliste argent qui est daté de 675 AD correspond, pour l'heure, aux plus hautes datations trouvées en mine. Melle a bien sûr une importance régionale mais n'a pas manqué de se faire connaître au travers de son monnayage comme l'atteste l'Édit de Pîtres de 864 qui limite à 10, dont Melle, le nombre d'ateliers ayant le droit de frapper monnaie dans l'Empire. Jusqu'aux Normands qui n'ont pas manqué de piller la cité de Melle en 848 et dont certains trésors composés en partie par le monnayage de Melle se retrouvent jusqu'en Angleterre.

Si la caractérisation du lien reliant la mine à la production monétaire de Melle n'est plus à démontrer, que ce soit pour la fin de la période mérovingienne ou pour l'ensemble de la période carolingienne. Il est plus intéressant de s'interroger sur la localisation du si fameux atelier monétaire. La découverte d'un coin monétaire (Breuillac, 1909) prouve déjà que la frappe avait bien lieu à Melle. Sa localisation non loin de l'actuel hôtel de Ménoc serait peut-être à mettre en relation avec l'ancien centre du pouvoir à Melle. D'autre part, à l'occasion de travaux non loin de l'église Saint-Savinien, il a été mis au jour trois têtes de marteau, le fléau d'une petite balance avec les anneaux pour suspendre les plateaux, un culot de litharge (les culots de litharge sont produits lors de la séparation du plomb et de l'argent pendant l'opération de coupellation), ainsi que trois monnaies de Charles-le-Chauve (Rondier, 1870). Le matériel découvert dans ce bâtiment peut être rattaché à une activité métallurgique, sans aucun doute pour le culot de litharge, mais l'absence d'une description plus fine du matériel et du contexte de découverte oblige à la prudence et il reste impossible de localiser plus précisément l'atelier monétaire.

Les anciennes mines sont beaucoup plus facilement repérables dans le paysage. Leur répartition montre que les mineurs carolingiens avaient repéré le gisement de galène argentifère dans toute son étendue. L'exploitation ne se limite pas à la seule commune de Melle mais se situe également sur les communes de Saint-léger-de-la-Martinière, Saint-Martin-lès-Melle et Sepvret. Mais bien que les mines aient marqué le paysage, la toponymie n'en a gardé que de rares traces et de façon toujours secondaire.

Le bois des Turpes, les Fosselières, les Montagnes, sont les trois seuls toponymes rappelant un paysage minier sans que celui-ci soit clairement caractérisé. En revanche le nom de l'Argentière donné au petit ruisseau qui coule sur la commune de Saint-Martin-les-Melle n'a pas de lien avec le métal précieux. La compilation de toutes les informations concernant les mines, depuis le début du XIX^e siècle jusqu'à nos jours, offre une image assez décousue de ce qu'ont pu être les zones d'exploitations anciennes.

Les différents auteurs se sont focalisés sur les entrées donnant accès au souterrain. Cette vision ne conduit pas à une bonne appréciation de l'étendue du district minier. En fait seule l'étude et la recherche des haldes et des puits de mine permet de comprendre toute l'importance de cette activité au haut Moyen-Âge. Cette approche plus globale avait déjà été ressentie comme nécessaire par R.-F. Rondier. Il s'est appliqué à localiser plusieurs tas de déblais. Il est aussi le seul à déplorer que l'on utilise ces déchets de mines pour remblayer les chemins, faisant par-là même disparaître le témoignage le plus visible de l'extraction souterraine. « Enfin, j'ai été effrayé à l'idée que dans 30 ans, il ne restera pas trace des nombreux et imposants monticules de pierres de mine qui attestent l'importance de l'exploitation, si on continue à en prendre les pierres pour l'entretien des chemins » (Rondier, *op. cit.* avant-propos, p. III). Le travail de prospection, notamment à partir de photographies aériennes, a permis de comprendre les conditions qui ont guidé l'implantation des mines et facilité le développement des zones d'exploitation. En observant l'emplacement des indices miniers, il ressort une disposition toujours en relation avec les vallées. Systématiquement, les mineurs ont travaillé à partir des affleurements à flanc de vallée avant de s'enfoncer dans le plateau.

La localisation des vestiges miniers et métallurgiques du Mellois appelle quelques réflexions.

Essayer de parler d'organisation en district des mines de Melle reste une tentative risquée. Les seuls éléments justifiant ces districts sont les témoignages archéologiques. Aucun texte ne vient aider à la compréhension de l'espace. Les mines s'organisent bien en fonction du réseau hydrographique, leur développement dépendant plus de la profondeur du gisement que de sa richesse. Il y a donc bien une première organisation, mais elle ne laisse transparaître que les contraintes liées à la géologie, à la morphologie du Mellois et aux limites techniques des mineurs. L'organisation de l'espace se ressent au travers des localisations des ateliers de surface. Sur les six laveries repérées, deux sont en fond de vallée et les quatre autres sur les plateaux. Les laveries de minerai ne sont donc pas tributaires d'une amenée d'eau régulière et constante. À l'inverse, les implantations sur les plateaux sont directement à mettre en relation avec l'existence de mines. La fouille de la laverie des Boulitotes à Melle a mis en avant le lien très étroit qui unit l'exploitation

souterraine et la première étape de traitement du minerai. Il s'agit d'un indice montrant une organisation en cellules de l'exploitation. Les laveurs de minerai ont installé leurs unités de traitement à proximité immédiate de la mine, au débouché des puits dans le cas des Boulitotes, pour limiter au minimum le transport du minerai. À l'inverse, les deux laveries de Saint-Martin-lès-Melle et de Rabalot se positionnent en fond de vallée et légèrement déconnectées, d'une centaine de mètres, des zones minières. Elles semblent se placer au début de l'exploitation des zones voisines, à un moment où l'évacuation du minerai peut encore se faire par l'entrée horizontale, les réseaux n'étant pas encore trop foncés sous le plateau.

Quant aux fonderies, le faible nombre de sites caractérisant avec certitude un atelier de transformation du minerai incite à une prudence plus grande encore. Pourtant leur découverte sur l'ensemble du gisement atteste au moins que la production du plomb d'œuvre (plomb argentifère obtenu au terme de l'épuration, après la fusion du minerai) se faisait également en liaison avec les zones d'extraction. Rien ne permet de dire, dans l'état actuel de la recherche, que des fonderies partait l'argent prêt à être monnayé. Mais il est possible d'affirmer que le métal produit dans ces ateliers connaissait au moins une première coupellation et qu'il n'y avait donc pas une centralisation de la production du métal blanc. Dans la chaîne opératoire de production de l'argent à partir de plomb argentifère, la coupellation est la dernière étape qui consiste à séparer au cours d'une fusion et par différence d'oxydation l'argent du plomb. Les témoignages archéologiques de cette opération sont des morceaux de litharge. Cet oxyde de plomb se forme en continu au cours de l'opération et il faut le retirer de la coupelle jusqu'à ce qu'il ne reste plus que de l'argent. Le métallurgiste reconnaît ce moment lorsque le bain métallique devient beaucoup plus lumineux (l'éclair d'argent). Si l'opération est arrêtée avant cet éclair, le métallurgiste obtient simplement un alliage plus riche en argent que le plomb d'œuvre.

Une des questions les plus difficiles est de déterminer à quel moment cesse l'activité minière. Il est toujours ardu de donner une date et surtout d'expliquer les raisons de l'arrêt d'une exploitation minière ancienne. Le gisement de Melle ne fait pas exception à la règle. Pourtant force est de reconnaître que sur l'ensemble des datations radiocarbone réalisées en mine comme sur les ateliers de surface, aucune date ne s'inscrit au-delà de l'An Mille. Bien qu'il ne s'agisse que d'un état de la question, car l'ensemble des mines de Melle n'ont pas fait l'objet d'une datation, il n'est pas déraisonnable de croire que l'activité minière périlclite dans le courant du X^e siècle. Reste à déterminer les raisons de l'abandon de ce gisement, alors même que les ressources ne sont pas épuisées et que l'argent reste une denrée prisée. Un faisceau d'indices fournit un début de réponse. Les études numismatiques menées sur le monnayage carolingien mettent clairement en évidence l'importance de la production melloise et son augmentation dans

la seconde moitié du IX^e siècle. C'est d'ailleurs à ce moment qu'est rédigé l'Édit de Pîtres. Melle est un des dix ateliers qui conservent le droit de battre monnaie, ce qui atteste de son importance au sein de l'économie carolingienne.

En mine, un appauvrissement du couvert forestier est décelable entre la fin du IX^e siècle et le début du X^e siècle alors qu'entre le VII^e et le IX^e siècle, aucune variation n'apparaît. De plus si l'on considère le caractère apocryphe de la donation de plomb à l'abbatiale de Saint-Denis, il est alors possible de mettre en avant une forte production de ce sous-produit de la métallurgie de l'argent dès la fin de la première moitié du IX^e siècle. Cette production qui a pour corollaire une augmentation de la production d'argent, est sans commune mesure avec les données moyennes calculées à partir de la durée totale de l'exploitation, de son extension spatiale et de la teneur en minerai de la roche. Il apparaît au travers de ces différentes sources, une volonté effective d'augmenter les émissions de deniers mellois entre les années 830 et 900.

Cet accroissement de la production monétaire est précédé naturellement par une augmentation de la production minière. Cette dernière aurait causé un déséquilibre écologique empêchant la reconstitution des forêts et des taillis. Sans bois à proximité, il devenait rapidement impossible d'exploiter ce gisement. Mais une autre raison, plus technique, peut être avancée pour expliquer l'abandon de l'extraction. L'extension des mines reconnues en prospection grâce à la localisation des puits et des haldes indique l'importance de ces réseaux qui s'enfoncent profondément sous le plateau mellois. Or pour pouvoir conduire efficacement un abattage au feu, mode d'extraction privilégié à Melle, il faut nécessairement creuser des puits d'aéragé très rapprochés les uns des autres. Un puits tous les dix mètres semble être l'écartement maximum. Plus les réseaux s'enfoncent sous le plateau, plus les puits sont profonds et nécessitent du temps et des moyens pour être percés. Il est possible que les mineurs carolingiens aient atteint un palier technique. Les mines étant trop profondes, les puits trop longs et coûteux à percer, l'exploitation aurait alors cessé faute de pouvoir mettre en place un autre type d'aéragé que celui reposant sur le système des puits. Qu'il s'agisse d'une raison écologique ou technique, l'exploitation des mines cesse dans le courant du X^e siècle. La cessation de l'extraction a-t-elle pour conséquence la disparition de l'atelier monétaire ? Rien ne le prouve sinon la concomitance entre la fin de ces deux activités.

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

L'itinéraire proposé (fig. 8) débute à Melle, à l'église Saint-Hilaire, majestueux édifice roman du XII^e siècle, au pied de la statue équestre de l'empereur Constantin terrassant le paganisme. L'édifice est entièrement constitué

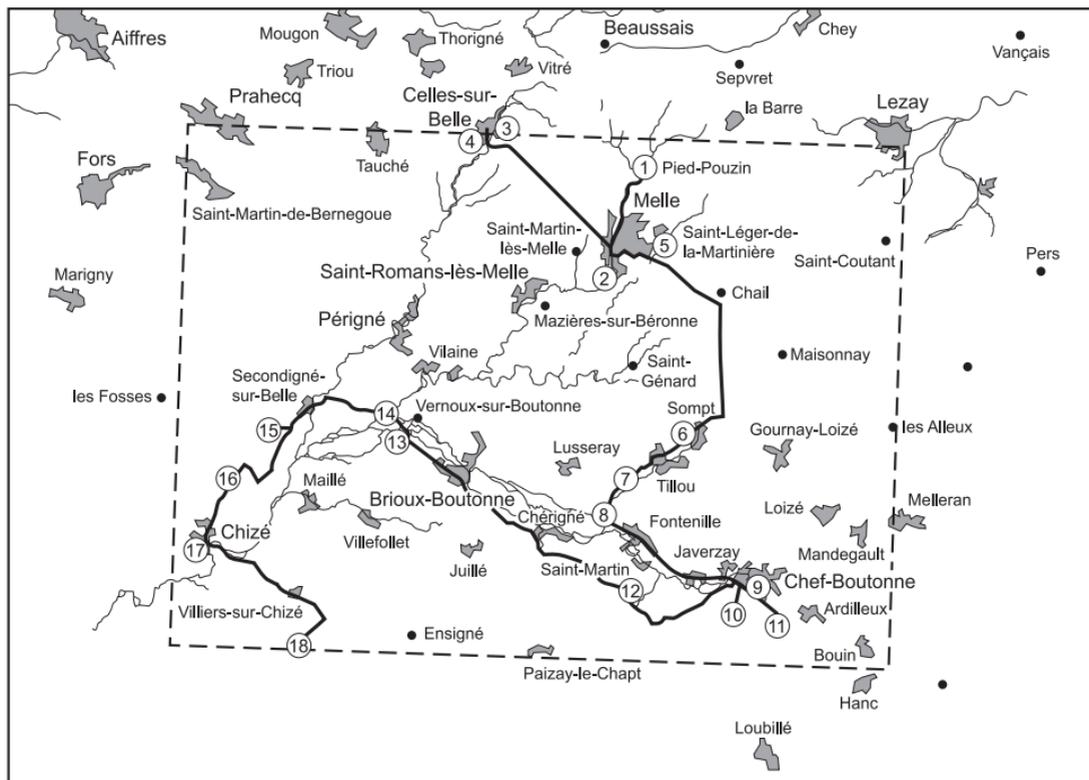


Fig. 8 - Melle : itinéraire géologique proposé

de blocs appareillés de calcaires bajocien et bathonien de couleur jaunâtre à ocre et beige à brun clair (Pierre de Melle) provenant des carrières environnantes (ancienne gare ferroviaire, vallée de la Béronne, Beau-Soleil, etc.). Depuis l'église Saint-Hilaire prendre vers le Nord, admirez au passage les modillons (corniches sculptées) et métopes sculptés (frises) de la corniche surplombant le portail Sud de l'église Saint-Pierre et le cimetière protestant.

Arrêt 1 – Arrivé au lieu-dit Pied-Pouzin, le Leucogranite de Melle affleure le long de la vallée de la Béronne jusqu'au lieu-dit la Grenouille. C'est un granite à grain moyen, à deux micas de teinte beige clair. Il présente à l'affleurement une fracturation subverticale et horizontale (base du profil d'altération) qui provoque un débit en blocs parallélépipédiques. En remontant le long des flancs de la vallée, les sables argileux hettangiens et les calcaires gréseux et arkoses du Pliensbachien supérieur sont visibles dans les fossés.

Arrêt 2 – Revenir sur Melle et prendre le chemin sud en direction des mines d'argent et de la station d'épuration, anciennes carrières Loubeau. En fond de vallée, on peut apercevoir les calcaires dolomitiques jaune-ocre de la formation des « Calcaires jaune nankin », et près de la station d'épuration les fronts de taille des anciennes carrières montrent un calcaire plus ou moins gréseux dolomitisé et silicifié, minéralisé, à géodes de quartz contenant souvent de petits cristaux cubiques de galène. Au-dessus des dépôts détritiques du Lias moyen, les argiles et marnes noirâtres à passées carbonatées se devinent à mi-coteau, aux alentours des anciennes mines d'argent. On soupçonne la présence de ces argiles en contre-bas de l'usine chimique de Melle, ainsi que dans la plupart des fonds de vallée du secteur.

Arrêt 3 – Retourner à Melle, puis prendre la D948 jusqu'à Celles-sur-Belle. Là, en rive gauche de la Belle, face à l'abbaye royale édifiée par François Leduc, un affleurement de référence situé à la source de la Vierge (feuille Saint-Maixent-l'École), montre le passage Toarcien-Aalénien, l'ensemble de la série aalénienne et le passage au Bajocien.

Arrêt 4 – Revenir vers l'aval de la vallée et avant le pont prendre à droite ; le premier groupe de maisons est construit dans une ancienne carrière où on peut observer un magnifique bioherme à spongiaire.

Arrêt 5 – Retour à Melle puis prendre la D305 vers l'Est, jusqu'au lieu-dit Gachet, dans la vallée de la Légère. L'Aalénien nettement plus carbonaté, est représenté par 1,75 m de calcaires à *Catinula beaumonti* entrecoupé de 10 cm de marnes grises à rognons calcaires. Le passage au Bajocien est souligné par 15 cm de calcaires à oolites ferrugineuses (Aalénien supérieur) sur lesquels reposent 5 cm de marnes et argiles noirâtres (Bajocien inférieur).

Arrêt 6 – Retour sur la D948 vers le Sud-Est, au passage un petit arrêt facultatif aux carrières de Beau Soleil, anciennement exploitées pour la fabri-

cation de chaux et de la pierre de taille. Peu après, tourner à droite sur la D737 et à nouveau à droite pour rejoindre Sompt. La source de la Somptueuse, que l'on peut observer au lavoir, est liée à la présence du « Banc pourri », passée marneuse et phosphatée pétrie de fossiles en particulier d'ammonites. Ce banc repère de 20 à 40 cm, toujours bien marqué en diagraphie gamma, passe au niveau du parvis de l'église et affleure un peu plus loin en falaise, le long de la D111 ; ce Banc pourri marque l'extrême base du Bathonien (zone à Zigzag). Des calcaires jaunes à brunâtres à gros accidents siliceux affleurent au-dessus de l'église, ils constituent les dépôts d'âge bathonien.

Arrêt 7 – Plus loin encore, après le village de Tillou, a été récolté *Bullatimorphites bullatus* et *Macrocephalites* sp., caractéristiques du Callovien basal, dans un calcaire mudstone fin, grisâtre.

Arrêt 8 – Près du carrefour de Luché-sur-Brioux, dans des calcaires packestone-grainstone gris clair à filaments, ooïdes, serpules, radioles d'oursin, empreintes de lamellibranches, *Wagnericeras (Suspensites) suspensum* caractérisant le toit du Bathonien moyen, a été déterminé par P. Branger. En amont du carrefour, une petite esplanade, pas encore goudronnée à l'époque, a fourni *Bullatimorphites hannoveranus* et *Homeoplanulites* sp., caractéristiques du toit du Bathonien supérieur (détermination P. Branger).

Prendre la D740 en direction de Javarzay. Le château à l'architecture harmonieuse, modifié en 1513 par François de Rochechouart, est l'un des premiers exemples de style Renaissance en Poitou. L'ensemble de l'édifice est construit en pierre de taille locale d'âge Bajocien-Bathonien, à l'exception de la galerie couverte rajoutée en calcaire blanc crayeux, bioclastique, à nombreux lamellibranches de type Turonien moyen.

Arrêt 9 – Arrivé à Chef-Boutonne, près de l'ancienne gare et du CET, affleurent des calcaires argilo-silteux beige jaunâtre, fins à nombreuses ammonites ocre, à intercalations de marnes plus ou moins feuilletées, beige. Ces niveaux ont fourni *Reineckia* sp. et *Kosmoceras* sp. du Callovien moyen.

Arrêt 10 – À proximité de l'affleurement précédent, certains bancs calcaires présentent de nombreuses chondrites à remplissage ocre, en particulier à Champs du Bois.

Arrêt 11 – Prendre la D737 jusqu'à La-Motte-Tuffeau. Cet ancien site défensif artificiel a été utilisé vers le X^e siècle. À l'origine, il supportait un donjon en bois, et des palissades ceinturaient l'ensemble qui comprenait aussi une basse-cour. Le site est situé sur une micro-butte avec un pied constitué de Marnes à spongiaires et un chapeau en Calcaire à spongiaires, bioherme ponctuel ou résiduel d'âge Oxfordien moyen à supérieur. Sur le talus de la route, une lumachelle à *Perisphinctes plicatilis* affleure sur 5 cm,

sous les biohermes à éponges. Ce niveau a aussi fourni de nombreuses bélemnites dont un spécimen de *Hibolites hastatus*.

Arrêt 12 – Revenir à Chef-Boutonne, puis prendre vers le Sud-Ouest par la D110 et D109, puis par un chemin en direction de Couturette. Après la traversée de la vallée de Fond Gloin, entre les deux carrefours, des filonnets de calcite situés dans une zone broyée, soulignent la présence de la faille sud de la Boutonne, dont le rejet vertical apparent est de l'ordre de 6 m un peu plus loin, près de Chérigné. C'est à peu près le seul endroit de la carte où cette faille est visible.

Arrêt 13 – Continuer sur Brioux-Boutonne sur les calcaires et marno-calcaires des formations de Marans et Fors, traverser Brioux-sur-Boutonne jusqu'aux environs de Le Poirier. À gauche du Premier virage, un forage à la carrière a permis de mettre à jour les argiles bleues à ammonites pyriteuses d'âge Callovien terminal–Oxfordien basal.

Arrêt 14 – Traverser la Béronne, peu après Badane, on retrouve le niveau fossilifère à *Périsphinctes plicatilis* décrit à la Motte Tuffeau.

Arrêt 15 – Prendre la route de Secondigné-sur-Belle, puis de la Méricière. D'anciennes sablières mettent à jour les alluvions anciennes de la Boutonne d'âge probablement Pléistocène supérieur récent (Würm). Ces alluvions sablo-graveleuses montrent des cellules de cryoturbation que l'on peut attribuer aux périodes tardiglaciaires.

Arrêt 16 – Poursuivre l'itinéraire par la D103, puis direction La Garde. En empruntant le chemin communal en direction de Chizé, plusieurs petits affleurements mettent à jour la Formation de Villedoux, calcaire grisâtre à intercalations de marnes feuilletées gris sombre.

Arrêt 17 – À Chizé même, au pied du Château, la Formation d'Esnandes affleure sous forme de calcaires blanchâtres, plus ou moins crayeux, à nodules de pyrite framboïdes de 0,5 à 1 cm, phollades et rares terriers. Un peu plus loin sur la D103, la formation des Calcaires compacts est visible dans les champs. Depuis Chizé prendre la D109 vers Villiers-sur-Chizé. Après l'Ile, l'équivalent des Calcaires de La Pallice et des Calcaires à térébratules affleure dans les cultures. C'est un calcaire plus ou moins argilo-crayeux, blanchâtre à beige.

Arrêt 18 – Poursuivre vers le Sud à droite par la D950, dès le début de la montée de Bois Bréchou, les affleurements de calcaires fins blanchâtres, parfois crayeux du Kimméridgien inférieur sont visibles dans les talus de la route.

Notre itinéraire s'achève à cet endroit, mais ne manquez surtout pas d'observer les calcaires récifaux qui affleurent en patch-reef, plus

au Sud, au sein des calcaires du Kimméridgien inférieur, partie sommitale : ils ont été utilisés pour la construction de l'église Saint-Pierre-d'Aulnay-de-Saintonge.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et de plus archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional « Poitou-Charentes » (SGR/POC) 11, allée de la Providence, La Gibauderie, 86000 Poitiers ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris, ou encore sur le site internet <http://info-terre.brgm.fr>.

BIBLIOGRAPHIE

- BABEAU H. (1973) – La forêt de Chizé. Étude géographique. Université de Poitiers. Travaux du centre géographique d'études et de recherches rurales, n° 3, 91 p.
- BALUSSEAU B. (1980) – Le Jurassique inférieur et moyen sur la bordure nord-ouest du Limousin (région de Goux à l'Isle-Jourdain, Vienne). Thèse 3^e cycle, Univ. Poitiers, 140 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPARD S.M.F., VIDAL P. (1985) – Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, n° 74, p. 235-250.
- BRANGER P. (1989) – La marge nord-aquitaine et le Seuil du Poitou au Bajocien : stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographie. Thèse 3^e cycle, Univ. Poitiers, 2 vol., 206 p.
- BREUILLAC E. (1909) – Un coin monétaire de l'atelier de Melle. *Bull. Soc. Hist. Sci. Deux-Sèvres*, t. V, p. 359-361.
- BURBEAUD-VERGNEAUD M. (1987) – Fracturation et interactions socle-couverture : le Seuil du Poitou. Données géologiques. Données de la télédétection infrarouge thermique. Thèse, Univ. Poitiers. Inédit.
- CALLOT G. (1972) – Les terres de groies sur calcaires jurassiques en Charente. Principaux facteurs de différenciation des sols. *Science du sol*, n° 1, p. 45-61.
- CARPENTIER A. (1947-1949) – Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Ann. Paléont.*, t. 33 à 35.

- CARIOU É. (1966) – La faune d’ammonites et la sédimentation rythmique dans l’Oxfordien supérieur du Seuil du Poitou. *Trav. Inst. Géol. Anthr. Préhist.*, t. 7, p. 46-67.
- CARIOU É. (1972) – L’Oxfordien au Nord de Poitiers. La limite Oxfordien-Kimméridgien en Poitou-Charentes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, sér. D, p. 2607-2609.
- CARIOU É. (1980) – L’étage callovien dans le Centre-Ouest de la France. Thèse d’état, Univ. Poitiers. Vol. 1, Stratigraphie et paléogéographie, 361 p.
- CARIOU É. (1984) – Biostratigraphic subdivision of the Callovian stage in the Subtethyan province of ammonites, correlations with the Subboreal zonal scheme. *In* O. Michelsen et A. Zeiss, *Int. Symp. Jurassic strat.*, Erlangen : vol. 2, p. 315-326.
- CARIOU É., COIRIER B., DUPUIS J. (1978) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Niort (610). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cariou É., Coirier B., Dupuis J., Gabilly J. (1983), 35 p.
- CARIOU É., JOUBERT J.-M. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lusignan (n° 612). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cariou É., Joubert J.-M. (1989), 42 p.
- CARIOU É., BRANGER P., GONNIN C., LEGENDRE L. (1991) – Cross section in the classic Jurassic series of the Seuil du Poitou. Pré-symposium field trip, International symposium on Jurassic stratigraphy, Univ. Poitiers, Sept. 22-23, 1991, 85 p.
- CARIOU É., HANTZPERGUE P., avec la collaboration de DUCLOUX J. (1993) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Mauzé-sur-le-Mignon (n° 635). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cariou É., Hantzpergue P., Coirier B., Ducloux J., Colmont G. (1993), 29 p.
- CARIOU É., PONCET D., BECQ-GIRAUDON J.-F., KARNAY G. (*in prep.*) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Maixent-l’École (611). Orléans : BRGM, Notice explicative par Cariou É., Poncet D., Colchen M., Karnay G., Becq-Giraudon J.-F., Lemordant Y., Charnet F., Soyer C.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (coordonnateurs) (1996) – Carte géologique de la France à 1/1 000 000 (6^e édit.). Édit. BRGM, Orléans-la-Source.
- CHARTRON C., COSMANN M. (1902) – Note sur l’Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune du Sinion-la-Vineuse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 4^e sér., t. 2, p. 163-203.
- COITEUX S. (1983) – Le métallotecte de Melle (Deux-Sèvres), contexte sédimentaire et minéralisations. Thèse 3^e Cycle, Univ. Poitiers, 2 vol., inédit.
- COLCHEN M., ROLIN P., STUSSI J.-M. (1997) – Le socle hercynien du seuil du Poitou. Journée Sci. Andra, Poitiers, 1997. Géol., Géoch., hydrogéol., Géomec. et Therm. Atlas des posters, CNRS, p. 23.

- COQUAND H. (1858) – Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Barlatier, Feissat et Demonchy, tip.- lith., Marseille, t. 2, 420 p.
- CORILLON R. (1962) – Aspects de la répartition géographique du chêne pubescent (*Quercus lanuginosa* LMK) dans le Nord-Ouest de la France). *Bull. Serv. Carte phytogéogr.*, série A, tome VII, fasc. 2, p. 113-123.
- COSSMANN M. (1902-1903) – Note sur l'Infralias de la Vendée (suite) : pé-lécypodes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 4^e sér., t. 3, p. 497-545.
- DUCLoux J. (1971) – Les sols de la plaine vendéenne sur substratum calcaire bathonien. *Bull. AFES*, n° 3, p. 11-28.
- DUCLoux J. (1989) – Carte pédologique de la France à 1/100 000, feuille C-14 : Fontenay-Le-Comte. Éd. de l'INRA, Paris, notice, 169 p.
- DUCLoux J., CHESSERON G. (1989) – Les Terres rouges à châtaigniers de l'Ouest de la France. *Ann. Soc. Sci. nat. Charente-Maritime*, t. 7, n° 7, p. 853-868.
- DUPONT P. (1962) – Flore atlantique européenne ; introduction à l'étude du secteur ibéro-atlantique. Faculté des sciences, Toulouse, 414 p.
- DUPUIS J., CARIou É., COIRIER B., DUCLoux J. (1975) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Marans (609). Orléans : BRGM, 19 p. Carte géologique par Dupuis J., Ducloux J., Cariou É. (1975).
- ÉNAY R., MANGOLD C., CARIou É., 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.*, n° 5, 210 p.
- FOURNIER A. (1888) – Document pour servir à l'étude géologique du détroit poitevin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 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.*, Paris, t. 251, p. 1540-1542.
- GABILLY J. (1975) – Évolution et systématique des *Phymatoceratinae* et des *Grammoceratinae* (*Hildocerataceae*, *Ammonitina*) de la région de Thouars, stratotype du Toarcien. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 124, t. 54, 196 p., 36 pl.
- GABILLY J. (1976) – Le Thoarcien à Thouars et dans le centre-Ouest de la France : biostratigraphie, évolution de la faune. *Publ. Com. Fr. Strat.*, in les stratotypes français, éd. CNRS, vol. 3, 217 p., 29 pl.
- GABILLY J. (1963) – Les variations de la sédimentation du Lias et du Jurassique en relation avec le Seuil du Poitou. *Coll. Les Seuils en géologie*, Poitiers 1962. *C.R. 87^e Congr. Nat. Soc. Savantes*, p. 679-699.
- GABILLY J., CARIou É. (1974) – Journées d'étude et excursion en Poitou du Groupe Français d'Étude du Jurassique. *Lab. Géol. Sédim. et Paléobiol.*, Univ. Poitiers, 14 p., 34 fig.

- GABILLY J., CARIOU É., 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 É., HANTZPERGUE P. (1985b) – Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoin d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8^e sér., n° 3, p. 391-401.
- GABILLY J., CARIOU É., BRILLANCEAU A., COLCHEN M., DUCLOUX J., DUPUIS J., MOREAU P., HANTZPERGUE P., SANTALLIER P., TERS M. (1997) – Poitou - Vendée - Charentes. Guide géologiques régionaux. Masson, Paris, 222 p.
- GLANGEAUD P. (1895) – Le Jurassique à l'Ouest du Plateau central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine. Thèse d'État, Univ. Paris, Libr. Polytech., Baudry et Cie, éd., 260 p., 45 fig.
- GONNIN C., CARIOU É., 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.*, Paris, t. 315, sér. 2, p. 853-859.
- GONNIN C., CARIOU É., 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.*, 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 Doct. 3^e cycle, Univ. Poitiers, 2 vol., 119 p.
- GRACIANSKY P.-A., HARDENBOLD J., JACQUIN T. (1998) – Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. *SEPM Spec. Publ.* n° 60, 786 p., 8 tab.
- COMITÉ FRANÇAIS DE STRATIGRAPHIE : REY J., coord. (1997) – Stratigraphie, terminologie française. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 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 É., Hantzpergue P. coord. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Pau, Mém. 17, 440 p., 6 fig., 79 tab., 42 pl.
- GROSSOUVRE A. de (1921) – L'Oxfordien moyen des environs de Niort. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 21, p. 297-316.
- 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.

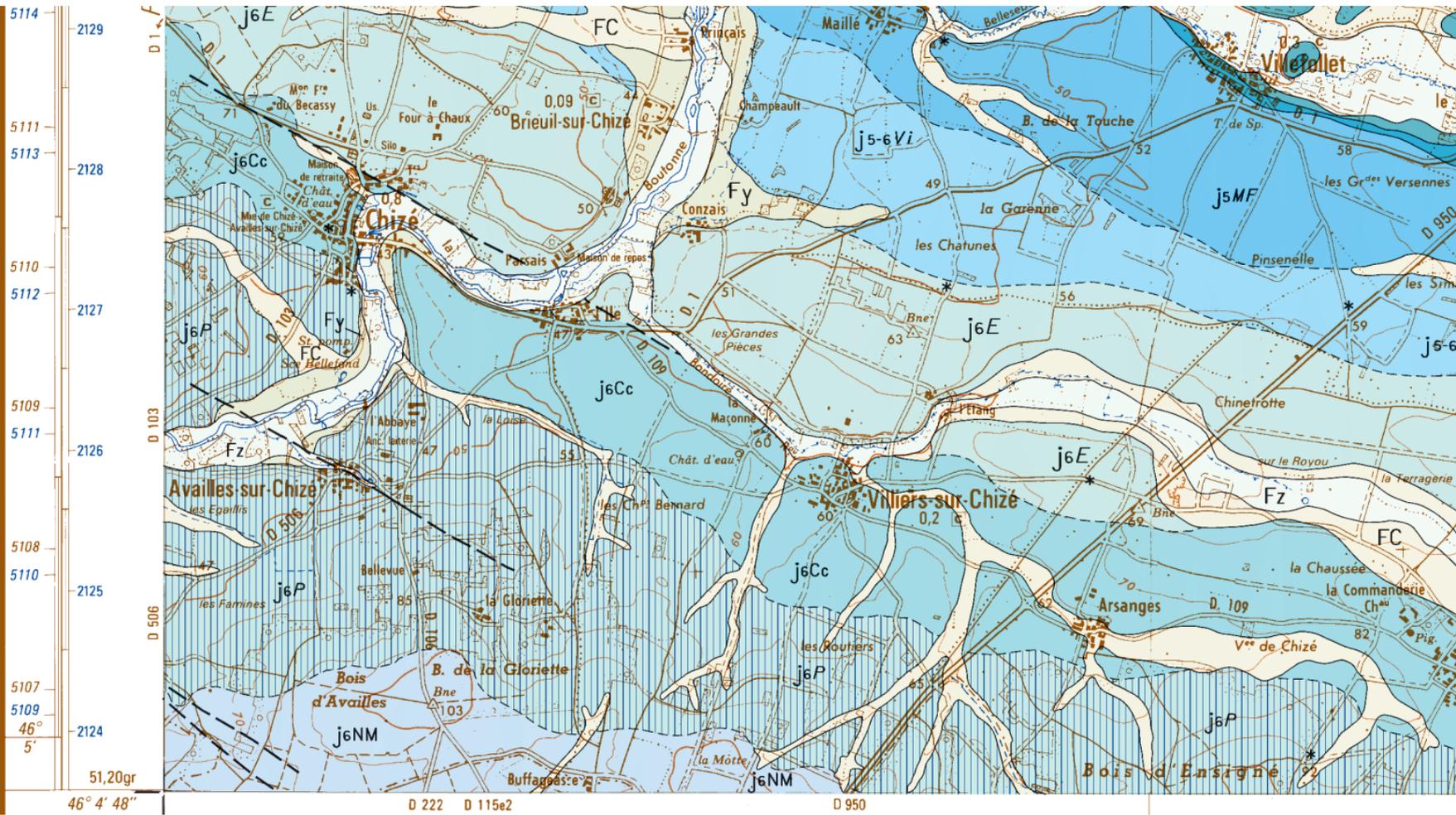
- HANTZPERGUE P. (1984) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulnay (660). Orléans : BRGM. Notice explicative par Hantzpergue P. avec la collaboration de Bonin J. et Colmont G. (1984), 19 p.
- HANTZPERGUE P. (1991) – The jurassic reef formations on the northern margin of the aquitaine basin. 3rd Int. Symp. Jurassic strat., Poitiers, pre-symp. Field trip, p. 3-57, 35 fig.
- HANTZPERGUE P., DUCLOUX J., JOUBERT J.-M. (1997) – Carte géol. France (1/50 000), Feuille Civray (637). Orléans : BRGM. Notice explicative par Hantzpergue P., Branger P., Ducloux J., Lemordant Y., Joubert J.-M., Tournepiche J.-F. (1997), 41 p.
- INVENTAIRE FORESTIER NATIONAL (1996) – Inventaire forestier, département des Deux-Sèvres : troisième cycle (1995). Imprimerie Nationale, Paris, 2 t.
- JOUBERT J.-M. (1976) – Premières observations sur les microfaciès carbonatés du Jurassique du Seuil du Poitou. DEA Univ. Poitiers. Inédit.
- LONGUEMAR M.-A. (LE TOUZE de) (1870) – Études géologiques et agronomiques sur le département de la Vienne. Poitiers, A. Dupré, 496 p.
- 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. C.R. 87^e Congr. Nat. Soc. Savantes, p. 721-748.
- MATHIEU G., GILLARD P. (1946) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Niort (142), 2^e édition et notice explicative. Orléans, BRGM. Modifications par Mathieu G., Gabilly J., Cariou É., Moreau P., 1966, 3^e édition.
- MATHIEU G. (1961) – Itinéraires d'excursions géologiques autour de Poitiers. Trav. Inst. Géol. Anthr. Préh. Univ. Poitiers, t. 2, fasc. 2, 40 p.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A. (1997). The quest for a unified Oxfordian/Kimméridgian boundary : implications of the ammonites succession at the turn of Bimammatum and Planula Zones in the Wielun Upland, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, vol. 47, p. 77-105.
- MOREAU P. (1961) – Étude géologique ds vallées de la Sèvre, du Lambon, de l'Hermitain ; étude de la minéralisation. Dipl. Ét. Sup. Univ. Poitiers, 262 p.
- ORBIGNY A. d' (1852) – Cours élémentaire de paléontologie et de Géologie stratigraphique. Paris, Masson, (2), p. 383-847.
- PIERROT R.-B. (1982) – Les bryophytes du Centre-Ouest : classification, détermination, répartition. *Bull. Soc. Bot. du Centre-Ouest*, n° spécial, n° 5, 120 p.
- PLATEL J.-P. (1989) – Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution dynamique. Thèse Doc. État, Univ. Bordeaux, Document BRGM, n° 164, 572 p.
- 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 3^e cycle, Univ. Poitiers, 3 vol., 235 p., 118 fig., 23 pl.
- RALLET L. (1960) – Le climat de la région Charentes-Poitou et ses rapports avec l'extension de la flore méditerranéenne. *Bull. Soc. bot. Fr.* (C.R. de la 86^e session extraord.), p. 76-99.
- 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*, Pau, vol. 1, p. 101-194.
- RIVAIN S. (1994) – Les types de stations forestières des Terres rouges à châtaignier et des Argiles à silex. Service Régional de la Forêt et du Bois, Centre régional de la propriété Forestière de Poitou-Charentes, Poitiers, 4 livrets.
- ROISIN P. (1969) – Le domaine phytogéographique atlantique d'Europe. Presses Agronomiques de Gembloux, Éd. Duculot, 262 p.
- ROLIN P., COLCHEN M. (1997) – Vendée – Seuil du Poitou – Limousin, carte structurale du socle varisque (1/50 000). Carte synthétique du socle vendéen, Seuil du Poitou et du Limousin, et coupes géologiques de cette portion de la chaîne varisque. Document couleur ANDRA, publié dans l'Atlas des posters des journées scientifiques de Poitiers les 13 et 14 octobre 1997, par CNRS et l'ANDRA, p. 24 et 25.
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001) – Carte structurale du socle varisque Vendée–Seuil du Poitou–Limousin. *Géologie de la France*, édit. BRGM-SGF-ANDRA, n° 1-2, 2001, p. 3-6.
- RONDIER R.-F. (1870) – Historique des mines de Melle. Melle, p. 81-83.
- SERVICE STATISTIQUE – Recensement général de l'Agriculture : département des Deux-Sèvres. INSEE.
- SAUZÉ J.-C., MAILLARD P.-N. (1880) – Flore descriptive des Deux-Sèvres, 2 vol., Clouzot, Niort, 478 p.
- SIBSON R.H. (1977) – Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.*, London, vol. 133, fasc. 3, p. 191-213.
- TEREYGEOL F. (2001) – Les Mines d'argent carolingiennes de Melle. Thèse Université Paris, inédit, 3 vol.
- 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.*, Paris, t. 3, n° 7, p. 1301-1321.
- WATSON E.B., CAPOBIANCO C.J. (1981) – Phosphorus and the rare earth elements in the felsic magmas : an assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. acta*, 45, p. 2349-2358.
- WATSON E.B., HARRISON T.M. (1983) – Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64, p. 295-304.

- WELSCH J. (1903) – Étude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 3, p. 797-881.
- 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 J. (1983) – Le Précambrien du Massif vendéen. Étude 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., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1984) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chantonnay (563). Orléans, BRGM. Notice explicative par R. Wyns, G. Lablanche, A. Lefavrais-Raymond (1984), 76 p.
- ZEILLER R. (1911) – Note sur quelques végétaux infraliasiques des environs de Niort. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 4^e sér., t. 11, p. 321-328.

AUTEURS

- Gabriel KARNAY, ingénieur géologue au BRGM, Poitiers ;
- Florian TEREYGEOL, Chargé de recherche CNRS, IRAMAT, UMR 5060, 3D rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 02 : archéologie minière ;
- François CHARNET, ingénieur à l'Institut pour le développement forestier, antenne de Rennes : occupation des sols ;
- Jean-François BECQ-GIRAUDON, ingénieur géologue au BRGM, Orléans : gîtes de Melle et indices minéraux ;
- Yves LEMORDANT, ingénieur hydrogéologue au BRGM, Poitiers : ressources en eau ;
- Philippe CHÈVREMONT, ingénieur géologue au BRGM, Orléans : pétrographie du granite de Pied-Pouzin ;
- Denis THIÉBLEMONT, ingénieur géologue au BRGM, Orléans : géochimie du granite de Pied-Pouzin ;
- Claire SOYER, Service régional de l'archéologie, DRAC Poitou-Charentes : sites archéologiques ;
- et avec la collaboration de Patrick BRANGER, pour la stratigraphie du Callovien-Oxfordien.



5114
2129
5111
5113
2128
5110
5112
2127
5109
5111
2126
5108
5110
2125
5107
5109
46°
5'
2124
51,20gr
46° 4' 48"

D 103
D 103
D 506
D 506

D 222 D 11562

D 950

	Étage	Sous-étage	Zones	Sous-zones	Biohorizons	Dm
JURASSIQUE SUPÉRIEUR	Kimméridgien	inf.	Planula	Grandiplex	Gigantoplex	V
					Grandiplex	IV
				Planula	Præcursor	III
					Tonnerense	II
					Minutum	I
	Oxfordien	sup.	Bimammatum	Hauffianum	Hauffianum	XVIII
				Bimammatum	Bimammatum	XVII
				Berrense	Berrense	XVI
				Semimammatum	Semimammatum	XV
				Bifurcatus	Grossouvrei	Grossouvrei
		moy.	Transversarium	Stenocycloides	Stenocycloides	XIII
				Rotoides	Rotoides	XII
				Schilli	Schilli	XI
				Luciaeformis	Luciaeformis	X
			Plicatilis	Parandieri	Parandieri	IX
				Antecedens	Tenuiserratum	VIII
				Vertebrale	Maltonense	VII
		inf.	Cordatum	Vertebrale	Vertebrale	VI
				Cordatum	Cordatum	V
				Costicardia	Costicardia	IV
Mariae	Bukowskii		Bukowskii	III		
	Præcordatum		Præcordatum	II		
Scarburgense	Scarburgense	I				
JURASSIQUE MOYEN	Callovien	sup.	Lamberti	Lamberti	Paucicostatum	XXIII
				Lamberti	Lamberti	XXII
			Poculum	Praelamberti	Praelamberti	XXI
				Schroederi	Schroederi	XX
				Subtense	Subtense	XIX
		Athleta	Nodosum	Nodosum	XVIII	
			Collotiformis	Collotiformis	XVII	
			Piveteaui	Piveteaui	XVI	
			Athleta	Athleta	XVb	
			Trezense	Leckenbyi	XVa	
	moy.	Coronatum	Rota	Rota	XIV	
			Leuthardt	Waageni	XIIIb	
			Leuthardt	Leuthardt	XIIIa	
		Anceps	Baylei	Baylei	XII	
			Villanyensis	Villanyensis	XI	
			Richei	Richei	Xb	
			Blyensis	Blyensis	Xa	
	inf.	Gracilis	Turdigum	Turdigum	IX	
			Bannense	Bannense	VIII	
			Kiliani	Kiliani	VIIb	
			Boginense	Boginense	VIIa	
		Bullatus	Michalskii	Michalskii	VI	
			Laugieri	Laugieri	V	
			Pictava	Pictava	IV	
			Grossouvrei	Grossouvrei	III	
	Prahecquense	Prahecquense	II			
	Bullatus	Bullatus	I			
	Bathonien	sup.	? Discus	Homeoplanulites	XIII	
			Retrocostatum	Histicoides	Histicoides	XI
				Julii	Julii	Xb
moy.		Bremeri	Bugesiacus	Bugesiacus	Xa	
			Fortecostatum	Fortecostatum	IX	
		Progracilis	Bullatimorphus	Bullatimorphus	VIII	
			Progracilis	Procerites sp.	VII	
inf.		Aurigerus	Orbigny	Orbigny	VI	
			Tenuiplicatus	Postpollubrum	V	
		Zigzag	Yeovilensis	IV		
Recinctus	Schloenbachi	III				
Macrescens	Zigzag	II				
Parvum	Convergens	I				
Bajocien	sup.	Parkinsoni	Bomfordi	Bomfordi	XXI	
			Densicostata	Densicostata	XX	
			Pseudoparkinsoni	Pseudoparkinsoni	XIX	
		Garantiana	Acris	Acris	XVIII	
			Tetragona	Tetragona	XVII	
	inf.	Humphriesianum	Subgaranti	Subgaranti	XVI	
			Dichotoma	Dichotoma	XV	
			Niortense	Niortense	XIV	
		Propinquans	Blagdeni	Coronatum	XIII	
			Humphriesianum	Triptolemium	XII	
	Romani	Umbilicum	XI			
	Furvillei	Gervillei	X			
	Furcarinata	Furcarinata	IX			
	Freyecineti	Freyecineti	VIII			
	Aalénien	sup.	Concavum	Polyschides	Polyschides	VII
Patella				Patella	VI	
Murchisonae			Laeviuscula	Laeviuscula	V	
		Jugifera	Jugifera	IV		
inf.		Opalinum	Ovalis	Adicrum	III	
	Ovalis		Ovalis	II		
Discites	Discites	I				
LIAS SUPÉRIEUR	Toarcien	sup.	Aalensis	Buckmani	Buckmani	XXVII
				Lugdunensis	Lugdunensis	XXVI
			Pseudoradosa	Subcompta	Subcompta	XXV
				Mactra	Mactra	XXIV
			Dispansum	Pseudoradosa	Explanata	XXIII
		Levesquei		Levesquei	XXII	
		Gruneri		Gruneri	XXI	
		Thouarsense	Insigne	Insigne	Insigne	XX
				Fallaciosum	Fallaciosum	XIX
			Fascigerum	Fascigerum	Fascigerum	XVIII
	Thouarsense			Thouarsense	XVII	
	Doerntense			Doerntense	XVI	
	moy.	Variabilis	Bingmani	Bingmani	XV	
			Vitiosa	Vitiosa	XIV	
			Phillipsi	Phillipsi	XIIIb	
		Bifrons	Illustris	Illustris	XIIIa	
			Variabilis	Variabilis	XII	
	inf.	Serpentinum	Semipolitum	Semipolitum	XI	
			Bifrons	Bifrons	X	
			Lusitanicum	Lusitanicum	IX	
Tenuicostatum		Tethysi	Tethysi	VIII		
		Sublevisoni	Sublevisoni	VII		
Pliensbachien	Domérien	Falciferum	Falciferum	VI		
		Pseudoserpentinum	Pseudoserpentinum	V		
		Elegantulum	Strangewaysi	IV		
	Carien	Elegantulum	Elegantulum	III		
		Semicelatum	Semicelatum	II		
Spinatam	Paltus	I				
LIAS INF.	Sinémurien	sup.	Spinatam	Spinatam	VII	
			Margaritatus	Margaritatus	VI	
	Hettangien	sup.	Stokesi	Stokesi	V	
			Figulinum	Figulinum	IV	
			Capricornu	Capricornu	III	
Luridum	Luridum	II				
Jamesoni	Jamesoni	I				
Raricostatum	Macdonnelli	Macdonnelli				

Socle anté-Mésozoïque

Tabl. 1 - Échelle stratigraphique du Jurassique et âge relatif des discontinuités majeures observées sur les feuilles Saint-Maixent-l'École et Melle (É. Cariou, 2001) (Dm : discontinuité majeure)