



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

ST-AMAND-MONTROND

par

G. LABLANCHE, D. MARCHAND,
A. LEFAVRAIS-RAYMOND, S. DEBRAND-PASSARD,
Y. GROS, N. DEBÉGLIA, P. MAGET, D. LALLIER

ST-AMAND-MONTROND

La carte géologique à 1/50 000
ST-AMAND-MONTROND est recouverte
par la coupure suivante
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
ISSOUDUN (N° 134)



Issoudun	Châteauneuf-sur-Cher	Dun-sur-Auron
Argenteis	ST-AMAND-MONTROND	Charenton-le-Cher
La Châtre	Châteaumeillant	Hérisson



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-AMAND-MONTROND À 1/50000**

par

**G. LABLANCHE, D. MARCHAND,
A. LEFAVRAIS-RAYMOND, S. DEBRAND-PASSARD,
Y. GROS, N. DEBÉGLIA, P. MAGET, D. LALLIER**

1994

*Éditions du BRGM
Service géologique national*

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

— *pour la carte* : LABLANCHE G. (1994). — Carte géol. France (1/50000), feuille **Saint-Amand-Montrond** (572). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, D. Marchand, A. Lefavrais-Raymond, S. Debrand-Passard, Y. Gros, N. Debégliia, P. Maget, D. Lallier (1994), 81 p.

— *pour la notice* : LABLANCHE G., MARCHAND D., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., DEBÉGLIA N., MAGET P., LALLIER D. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Saint-Amand-Montrond** (572). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par G. Lablanche (1994).

© BRGM, 1994. 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 : 2-7159-1572-1

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	6
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	7
Secondaire	7
Tertiaire	27
Quaternaire	33
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
GÉOLOGIQUES	37
TECTONIQUE	39
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	61
<i>SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES</i>	61
<i>GÉOGRAPHIE HUMAINE</i>	61
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	62
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	64
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	70
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	70
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	71
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	74
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	80
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	81
AUTEURS	81

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Saint-Amand-Montrond se situe à l'extrême Sud du bassin de Paris, sur la bordure nord du Massif central. Deux régions naturelles, limitées par la cuesta bajocienne, peuvent être distinguées : au Nord, la Champagne berrichonne, qui forme un plateau céréaliier, correspond aux dépôts du Dogger; au Sud, le Boischaut, pays de bocage et d'élevage, est occupé par les terrains du Lias. Le périmètre est drainé par deux rivières principales, le Cher et l'Arnon. Administrativement, il se rattache au département du Cher.

APERÇU GÉOLOGIQUE

Les terrains affleurants, tous sédimentaires, sont d'origine marine ou continentale.

Sur cette bordure nord du Massif central, les premiers dépôts ayant une influence marine appartiennent au Trias, des débris de brachiopodes ayant été récoltés en plusieurs points par L. Courel (1964), ce qui correspond ici à la base de la transgression marine du Secondaire sur le socle hercynien. Avec le Lias, la mer reprend sa progression et l'on voit apparaître la première grande série à fossiles marins abondants. La sédimentation marine va se poursuivre pendant tout le Secondaire et notamment jusqu'à l'Oxfordien, étage du Jurassique le plus récent affleurant sur cette carte.

Dès le Crétacé, la région est définitivement exondée et soumise à une importante érosion. À l'Éocène, un vaste glacis s'étend au Nord du Massif central, parcouru par des fleuves ou rivières torrentiels, équivalents des oueds actuels de l'Afrique du Nord. Une phase de cuirassement, qui affecte sur plusieurs mètres tous les terrains affleurants, clôt cet épisode. Elle est caractérisée par la couleur rouge brique des roches, la présence de carapaces ferralitiques, des phénomènes de silicification et de décalcification. Dans le périmètre de la carte Saint-Amand-Montrond, les calcaires du Bajocien en montrent de très beaux exemples, comme à la carrière des Roches.

Postérieurement, la distension priabonienne, dite « oligocène », produit des effondrements (grabens) au sein desquels les bassins lacustres s'installent : Lignièrès, Favèrdinès, Châteauneuf-sur-Cher, plus au Nord Mehun-sur-Yèvre (feuille à 1/50000 Bourges).

Au Pliocène supérieur, l'érosion, très active, contribue à la formation d'un vaste cône de déjection (Formation d'Ardentes). Ultérieurement,

érosion et alluvionnement vont se poursuivre, donnant progressivement à la région sa physionomie actuelle.

TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte à 1/80000 Issoudun, de A. de Grossouvre, éditée en 1885, constitue le document cartographique important auquel on peut se référer. Par la suite, de grandes études régionales ont été réalisées dans la deuxième partie du XX^e siècle. Nous retiendrons la thèse de R. Mouterde (1952) qui traite du Lias mais aussi du Bajocien ; la thèse de L. Courel (1970) sur le Trias et le Rhétien de la bordure nord du Massif central; la thèse de S. Debrand-Passard (1982) qui concerne le Jurassique supérieur du Berry ; enfin, pour compléter la série des terrains jurassiques, la thèse de J. Lorenz (1992) qui se rapporte au Dogger.

Les levés sur le terrain ont été effectués de 1991 à 1992. Le tracé des contours a été réalisé à partir des observations faites sur le terrain complétées par les indications fournies par des sondages de reconnaissance à la tarière. Ces sondages avaient pour but d'identifier le substrat dans certaines zones boisées où dans des secteurs à faible densité d'affleurements, et de préciser la nature et l'épaisseur du recouvrement.

Ces travaux peuvent ainsi justifier la représentation de certaines formations dont l'extension est plus importante que celle matérialisée sur la feuille voisine Ardentes, ce qui a affecté la rigueur du tracé des raccords entre les deux coupures. Les forages ont également permis de préciser les limites d'extension et la structure du bassin tertiaire de Lignières.

La cartographie a été essentiellement basée sur des critères lithostratigraphiques, en tenant compte toutefois des précisions d'ordre biostratigraphique grâce à l'appui de la macropaléontologie, de la micropaléontologie et de la palynologie.

Les formations superficielles, dont le levé a été réalisé parallèlement à celui du substrat, ont été représentées lorsque leur épaisseur atteignait au moins 0,40 m.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Sur le territoire de la feuille Saint-Amand-Montrond, aucun sondage n'est suffisamment profond pour atteindre les terrains antétriasiques. Leur connaissance est donc limitée à l'interprétation de mesures géophysiques confrontées avec des sondages profonds réalisés sur des

feuilles voisines : Bertray (1/50000 Châteauneuf-sur-Cher), Couy et Brécy (1/50000 Nérondes). Pour la région concernée, C. Weber (1973), à partir de données géophysiques, a construit une carte hypogéologique avec des limites qui peuvent présenter quelques incertitudes. Il y a distingué des gneiss, micaschistes, anatexites; des roches basiques; des granites à biotite, granodiorites ; et un bassin permo-carbonifère situé au Sud de Saint-Amand-Montrond.

TERRAINS AFFLEURANTS

Secondaire

Trias

t. **Grès, sables, argilites, dolomies.** Le Trias (30 à 40 m) affleure au Sud de la route D 951 reliant Le Châtelet à Fosse-Nouvelle. On le retrouve sur les bordures du Cher au Sud de Saint-Amand-Montrond. Il n'est représenté sur cette carte que par la partie supérieure de la formation qui, d'après L. Courel, appartient en totalité au Trias supérieur. Il est constitué par une alternance d'argilites bariolées ou lie-de-vin plus ou moins sableuses, qui sont dominantes, et de grès parfois grossiers, avec des quartz blancs laiteux dont le diamètre peut atteindre 3 cm (bois du Pajon: x = 603,500; y = 2180,325). Les argilites et les grès sont souvent dolomitiques. Ainsi, L. Courel (1970) signale au col de la N 144, entre les deux tertres, des pélites violettes à nodules de dolomie rose, de la dolomie pulvérulente à dragées de quartz et feldspaths, et des grès à nodules de dolomie à contour diffus.

Les grès, qui sont les rares à pouvoir être observés en coupe, montrent le plus souvent une stratification subhorizontale régulière, avec une alternance, parfois très rapprochée, de petits lits d'éléments grossiers avec des passées plus fines, voire argileuses. Plus à l'Est, sur la feuille Charenton-du-Cher, L. Courel a décrit des stratifications entrecroisées.

Les quelque 10 m de **grès et sables kaoliniques attribués au Rhétien** (aucune preuve paléontologique à ce jour) ont, sur la carte, été distingués des formations triasiques sous-jacentes par un figuré, là où ils furent observés (t[1]). Ces grès sont visibles en bordure de l'Arnon, au Sud de Loye-sur-Arnon et à La Forêt-Vieille où on observe de bas en haut, sur 2,50 m, des grès assez grossiers (diamètre moyen 1 cm) surmontés par des grès fins, très lités, à nombreux mais petits feldspaths plus ou moins altérés, ainsi que de la muscovite. Au-dessus se trouvent des sables moyens, gris verdâtre, argileux. Au sommet de l'affleurement, dans le champ, on trouve de nombreux blocs silicifiés dans lesquels on distingue des fantômes de pseudooolites et de débris divers. Ces blocs, qui sont associés à des argilites vertes, appartiennent de toute évidence à l'Hettangien.

À La Groutte, en bordure de la ligne de chemin de fer ($x = 613,775$; $y = 2187,650$), une ancienne carrière étudiée par R. Mouterde (1952), G. Prichonnet (1967) et L. Courel (1970), montre le passage des grès et sables kaoliniques aux formations sus-jacentes. De bas en haut :

- argilites rouges sableuses ;
- grès feldspathiques, à grain moyen (2 m) ;
- grès feldspathiques à ciment calcaire, à noyaux de grès friables (0,80 m) ;
- passée d'argilites rouges (5 cm) surmontées par des argilites vertes (10 cm). Ces argilites vertes renferment 100 % d'illite ;
- calcaires blanchâtres dolomitiques, alternant avec des marnes et argilites vertes très indurées, et rares passées de sables feldspathiques (2 m) ;
- au-dessus, calcaires jaunâtres, argileux, dolomitiques, à nombreux bivalves, avec des interbancs soulignés par des argilites vertes. Pour R. Mouterde, argilites vertes et calcaires dolomitiques peuvent être rangés dans l'Hettangien.

Jurassique

11-2. Hettangien. Argilites vertes, calcaires dolomitiques, calcaires sublithographiques (40 à 50 m). L'Hettangien a été autrefois très exploité. Il subsiste à ce jour de nombreuses carrières plus ou moins accessibles, mais beaucoup sont remblayées. Les meilleurs affleurements se situent au Sud de Saint-Amand-Montrond, de part et d'autre de la vallée du Cher. D'autres, plus réduits, existent également à Loye-sur-Arnou et à l'Est du Châtelet en bordure de la D 951.

Aux environs de Saint-Amand-Montrond, la série hettangienne débute par 8 à 10 m d'une alternance de calcaires argileux, dolomitiques, jaune clair ou rosâtres, de marnes jaunes et d'argilites vertes à écailles de poissons. Au-dessus apparaissent 6 à 8 m de calcaires sublithographiques jaunâtres ou grisâtres, compacts, appelés régionalement « calcaires pavés ». Ces calcaires se divisent en deux ensembles : un banc massif d'environ 4 m d'épaisseur, et deux bancs plus réduits intercalés entre deux niveaux marneux de 20 cm d'épaisseur. Une surface ferrugineuse recouvre le dernier banc. Viennent ensuite des calcaires feuilletés et des marnes gris-bleu qui renferment de nombreuses huîtres. La série se poursuit sur plusieurs mètres avec des calcaires grisâtres à jaunâtres, argileux, riches en débris fossilifères, se débitant en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur. Cet ensemble pourrait correspondre à l'Hettangien inférieur (Dagincourt 1881; Mouterde 1952, 1977)

Au Petit-Tertre, une coupe établie dans une ancienne carrière ($x = 612,050$; $y = 2190,525$) montre à la base, sur 4 à 5 m, des calcaires pseudo-oolitiques, bioclastiques. En lame mince, il s'agit d'une pel-bicalcarénite à structure bioturbée, pellets micritiques arrondis, oolites mal structurées, bioclastes encroûtés : bivalves, gastéropodes, échinodermes. Nous avons ensuite, sur 8 à 10 m, une alternance de calcaires jaunâtres fins, durs, se débitant en bancs de 15 à 20 cm, et de calcaires

plus argileux, dolomitiques, qui localement se transforment en car-
gneules. Cet ensemble est attribué à la partie inférieure de l'Hettangien
supérieur.

À Vougon ($x = 612,075$; $y = 2188,625$), une petite carrière (fig. 1)
montre à la base 2,50 m de calcaires blancs, durs, pseudo-oolitiques.
En lame mince, on observe une oopelbiocalcarénite, avec des oolites
remarquablement calibrées (moyenne 300 μm), des pellets micritiques
de même taille, des bioclastes généralement encroûtés : bivalves, échi-
nodermes. Au-dessus, sur 1,50 m, se développent des calcaires jaunâ-
tres, argileux, cryoturbés qui sont coiffés par un banc de 25 cm
d'épaisseur de calcaire roux, finement bioclastique. Il s'agit d'une
biolitho-calcarénorudite à structure bioturbée, avec bioclastes hété-
rométriques : lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, ostracodes
à test épais, échinodermes. Le sommet de ce banc est perforé et
recouvert par un encroûtement ferrugineux. Cartographiquement, cet
arrêt de sédimentation a été pris comme limite entre Hettangien et
Sinémurien.

Sur cette surface repose un banc de 20 cm de calcaire roux, tendre
riche en gryphées, puis 80 cm environ de calcaire roux, dur, crypto-
cristallin, bioclastique, se débitant en bancs ondulants pluridécimé-
triques ; ces calcaires sont attribués au Sinémurien.

À l'Ouest de Saint-Amand-Montrond, aux environs de Loye-sur-
Arnon, la base de la série hettangienne se trouve localement silicifiée,
comme à La Forêt-Vieille et aux Écharnats. Les argilites vertes, bien
que difficiles à observer, ne semblent pas affectées par la silicification.
Nous sommes ici au contact avec les grès feldspathiques rhétiens. Au
Nord de Loye-sur-Arnon, quelques carrières mal conservées sont
ouvertes dans les niveaux correspondant à la limite Hettangien—
Sinémurien.

Près du Châtelet, de part et d'autre du ruisseau le Cheminon, on
retrouve, en même position que ci-dessus, de nombreux amas siliceux.
Aux Perrières ($x = 597,550$; $y = 2182,275$), une petite carrière montre,
de bas en haut, 2,50 m de calcaires jaunâtres, argileux, mouchetés de
tâches noirâtres. Un banc de 0,80 m de même nature est individualisé
par deux niveaux (5 et 15 cm) d'argilites noirâtres, très sèches, azoi-
ques. Au sommet de la carrière on peut observer, sur 2 m, des calcaires
argileux, jaunâtres, altérés, caverneux. Rapidement, dans les champs
situés au-dessus de la carrière, on retrouve les calcaires et marnes du
Sinémurien. Dans ce secteur, l'Hettangien semble plus réduit que
vers Saint-Amand-Montrond, bien que les conditions d'affleurement
soient très médiocres. Par exemple, les niveaux à bivalves n'ont jamais
été observés.

Si l'on se réfère aux sondages des Grandes-Loges (5-3) et des Esti-
vieux (6-3) situés à l'Ouest du Châtelet, bien que l'interprétation
reste très hasardeuse (description trop sommaire des terrains traversés),
on peut attribuer respectivement 26 et 30 m à l'Hettangien.

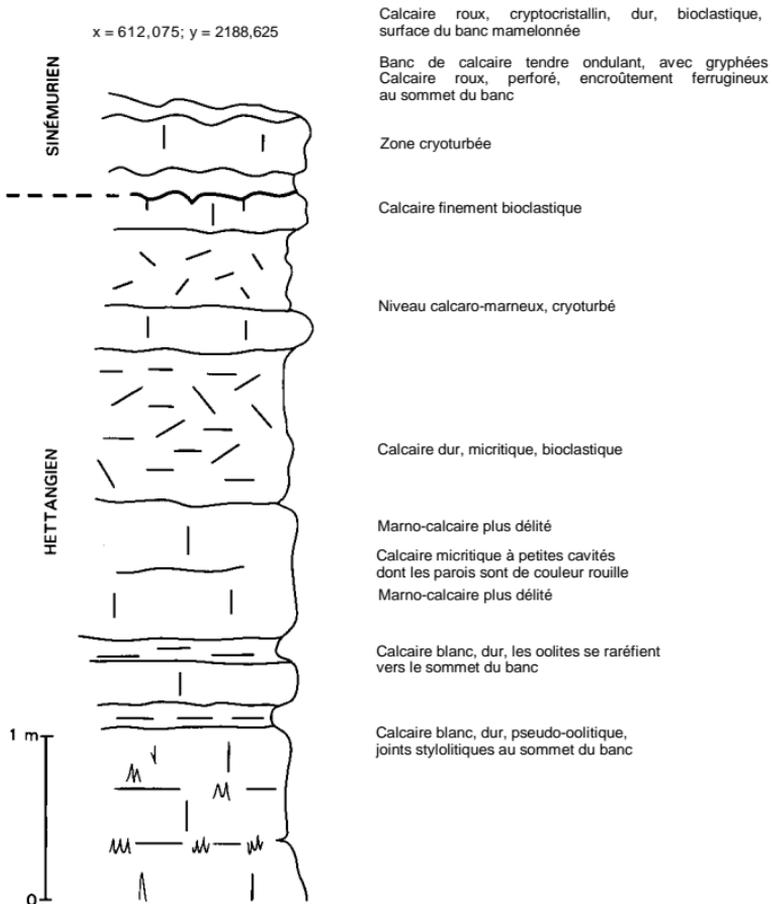


Fig. 1 - Coupe de Vougon montrant le passage entre l'Hettangien et le Sinémurien

L'étude palynologique effectuée sur un niveau d'argilite verte, correspondant aux niveaux de base de l'Hettangien, situé au pied de la butte de Montrond, coté nord, pratiquement au contact avec les dépôts triasiques, a mis en évidence une microflore bien conservée à pollens de gymnospermes (*Classopolis classoides*, *Gliscopollis meyeriana*, *Corollina torosa*), très abondants puisqu'ils représentent environ 90 % de la microflore. Il faut également noter la présence des spores *Foranispuris jurassicus* et *Kraeuselisporites reissingeri*.

La fraction argileuse des argilites vertes est constituée à 100 % d'illite.

En conclusion, d'après R. Mouterde, très succinctement résumé, l'Hettangien comprendrait de bas en haut :

- 8 m d'une alternance de calcaires dolomitiques à empreintes de bivalves et d'argilites vertes à écailles de poissons ;
- 6 à 8 m de calcaires sublithographiques dits « calcaires pavés » ;
- 0,70 m de marnes feuilletées et de calcaires argileux à nombreuses huîtres ;
- 3 m de calcaires argileux gris ou jaunes à écailles de poissons ;

Cette succession correspondrait à l'Hettangien inférieur.

La partie supérieure (20 à 30 m) est constituée par une alternance de calcaires argileux, dolomitiques, parfois caverneux. Le sommet de la formation voit l'apparition de calcaires plus fins, parfois oolitiques. La limite avec les terrains sinémuriens sus-jacents peut être placée approximativement (le sommet des calcaires micritiques étant azoïque, il est possible que la limite soit un peu plus basse, d'après R. Mouterde) à la surface perforée sur laquelle reposent les calcaires bioclastiques à gryphées.

13-4. Sinémurien. Calcaires à gryphées, marno-calcaires et marnes (épaisseur estimée à 25-30 m). Le *Sinémurien inférieur*, traditionnellement constitué de bancs ondulés de calcaires gris bleuté, bioclastiques, parfois riches en entroques et gryphées, s'individualise assez mal sur le territoire de la carte Saint-Amand-Montrond. Ces calcaires peuvent être observés en champ sur le plateau situé au Sud de La Roche, où les rares ammonites récoltées indiquent la zone à Bucklandi. Dans la carrière de Vougon (fig. 1) des calcaires gris-roux, bioclastiques, à gryphées, se débitant en bancs ondulés, apparaissent au-dessus des calcaires massifs, micritiques, finement bioclastiques. Au Nord de Loye-sur-Arnon, dans les champs, des calcaires à pâte fine, micro-perforés, à encroûtements ferrugineux, supportent la surface perforée qui marque une limite, tout au moins faciologique, entre ces calcaires fins et des calcaires bioclastiques de la zone à Bucklandi. La zone à Rotiforme n'a pas été reconnue paléontologiquement.

Le *Sinémurien supérieur* (= Lotharingien) est constitué par une alternance de calcaires argileux jaunâtres, tendres, se débitant en bancs décimétriques, et de marnes de même teinte, souvent feuilletées

Tableau 1. — Répartition des ammonites sinémuriennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond

	Zones	Sous-zones	
SINÉMURIEN SUPÉRIEUR (- LOTHARINGIEN)	RARICOSTATUM	Aplanatum	<i>Eoderoceras</i> cf. <i>armatum</i> *; <i>Microderoceras</i> sp. ou <i>Eoderoceras bispinigerum</i> *; <i>Coeloderoceras</i> ou <i>Apoderoceras</i> *; <i>Gleviceras</i> *; <i>Paltechioceras aplanatum</i> *; <i>P. tardecrescens</i>
		Macdonelli	<i>Leptechioceras (Neomicroceras) commune</i> ; <i>L. (N.) sparsicasta</i> ; <i>L. aff. meigeni</i> ; <i>L. macdonelli</i> *; <i>L. meiteni</i> *
		Raricostatum	<i>Paltechioceras boemi</i> ; <i>Echioceras</i> cf. <i>pauli</i> *; <i>E. cf. raricostatum</i>
		Densinodulum	
	OXYNOTUM	Oxynotum	
		Simpsoni	<i>Gagaticeras gagateum</i>
	OBTUSUM	Denotatus	
		Stellare	<i>Aegasteroceras</i> aff. <i>blakei</i>
Obtusum		<i>Xiphoceras planicosta</i> ; <i>Asteroceras</i>	
SINÉMURIEN INFÉRIEUR	TURNERI		
	SEMICOSTATUM	Sauzeanum	
		Scipionianum Harlesi	<i>Arnioceras</i> sp.
	BUCKLANDI	Bucklandi	<i>Coroniceras</i> aff. <i>multicostatum</i> ; <i>Arnioceras</i> gr. <i>salcaris</i> ; <i>Coroniceras</i> gr. <i>coronaries</i> ; <i>Arietites</i> gr. <i>bucklandi</i> ; <i>Metophioceras</i>
Rotiforme Conybeari			

* Récolte M. Dubuget, détermination J.L. Dommergues.

lorsqu'elles ne sont pas altérées; humides, elles sont collantes. Les marnes et les calcaires de la base du Sinémurien supérieur prennent localement des teintes versicolores (Les Cottards, Le Crotais,...)

Le Sinémurien est fossilifère, surtout le Sinémurien supérieur qui a livré gryphées, brachiopodes souvent abondants et ammonites, qui ont été répertoriés sous forme de tableaux (tabl. 1 et 2).

Tableau 2. — Répartition des brachiopodes du Sinémurien supérieur récoltés sur le 1/50000 Saint-Amand-Montrond

Zones d'ammonites	Obtusum	Oxynotum	Raricostatum
<i>Spiriferina walcotti</i>	X X X X	X X X X	X X X X
<i>Spiriferina tumida</i>		X X	X X
<i>Calcirhynchia calcaria</i>		X	X
<i>Cuneirhynchia oxynoti</i>		X X X X	X X
<i>Scapellirhynchia scapellum</i>			X
<i>Lobothyris sunemuriensis</i>		X X X X	X X X X
<i>Lobothyris punctata</i>			X
<i>Zeilleria perforata</i>	XX		
<i>Zeilleria vicinalis</i>		X	X
<i>Zeilleria quiaiosensis</i>		X X X X	X X X X
<i>Zeilleria cf. indentata</i>			X
<i>Zeilleria cf. darwini</i>			X
<i>Zeilleria (Cincta) cor</i>	X X X X	X X X X	X X X X
<i>Zeilleria (Cincta) kerastis</i>			X X X X

Aux Petites-Maisons (x = 603,650; y = 2184,675) a été récolté dans du Sinémurien relativement calcaire, bioclastique, un bloc entièrement silicifié de 0,60 m de hauteur pour un diamètre de 0,35 m. Il est constitué d'un ensemble de tubes millimétriques, essentiellement verticaux, agglutinés de sédiment détritique environnant. Ces organismes qui se présentent sous forme de bioherme, rappellent les massifs à hermelles de la baie du Mont-Saint-Michel (communication orale de P. Le Strat).

Dans la région d'Arcomps (x = 607,250 ; y = 2183,275 - x = 607,275 ; y = 2186,350) ont été récoltés en labour, dans des faciès marneux à passées calcaires riches en entroques, des éléments calcaires en forme de «poire» de 12 cm de haut pour un diamètre de 8 à 10 cm pour les plus gros. Il semble qu'il puisse s'agir d'une trace fossile dont beaucoup de caractères, en particulier l'arrangement préférentiel des bioclastes, évoquent un terrier de cnidaire sessile, type anémone de mer? (communication orale C. Gaillard). Une observation *in situ* de ces fossiles permettrait sans doute d'authentifier cette interprétation.

Tableau 3. — Répartition des faunes carixiennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond

Zones	Sous-zones	
DAVOEI	Figulinum	<i>Oistoceras</i> sp.; <i>O. fugulinum</i> ; <i>O. omissum</i> ; <i>Tragophylloceras loscombi</i> ; <i>Hastites clavatus</i>
	Capricornu (Maculatum)	<i>Aegoceras capricornu</i> ; <i>Tragophylloceras loscombi</i> ; <i>Polymorphites</i> ; <i>Zeilleria numismalis</i>
IBEX	Luridum	<i>Lytoceras</i> ; <i>Liparoceras</i> ; <i>Beaniceras centaurus</i> ; <i>B. rotundum</i> ; <i>B. crassum</i> *; <i>Acanthopleuroceras acteon</i> ; <i>A. lepidum</i> *; <i>A. arietiforme</i> *; <i>A. carinatum</i> *; <i>Tragophylloceras ibex</i> ; <i>Metaderoceras venarense</i> ; <i>Dayiceras</i> * (connu au Portugal)
	Valdani (Masseanum)	<i>Derolytoceras tortum</i> *; <i>Acanthopleuroceras valdani</i> ; <i>A. maugenesti</i> ; <i>Cineta numismalis</i> ; <i>Polymorphites evolutus</i> *
JAMESONI	Jamesoni	<i>Uptonia jamesoni</i> ; <i>Coeloceras pettos</i> ; <i>Cincta numismalis</i> ; <i>Polymorphites evolutus</i> *
	Brevispina Taylora	

* Récolte M. Dubuget, détermination J.L. Dommergues

15-6. **Pliensbachien. Marnes à rares intercalations calcaires.** Cartographiquement, le passage Carixien—Domérien est très difficile à fixer (d'où leur regroupement sur la carte), les deux formations étant constituées par un ensemble marneux identique. Seuls des critères paléontologiques ont permis d'individualiser le Carixien et le Domérien.

• **Carixien** (35 m d'épaisseur dans le forage 3-3, lieu-dit la Croix-des-Dames). Cet étage, essentiellement marneux, affleure très mal et est souvent recouvert par des prairies. Les seuls affleurements intéressants sont constitués par de rares labours, fossés, mares et tranchées de drainage. Les travaux autoroutiers ont également permis quelques observations.

Le Carixien de Saint-Amand-Montrond est célèbre avec le gisement des Cottards (x = 610,350; y = 2187,500) situé sur la commune de Saint Georges-de-Poisieux, au Sud de Saint-Amand-Montrond, car il a fourni à A. d'Orbigny les types de nombreuses espèces d'ammônites. Cet affleurement, constitué à l'époque par un chemin creux, n'existe plus aujourd'hui et les fossiles ne peuvent être récoltés que dans les champs. Des conditions exceptionnelles (pluies diluviennes) ont permis à R. Mouterde et J.L. Dommergues (1978) d'effectuer sur ce gisement une récolte importante de fossiles et d'établir une succession précise des faunes (tabl. 3).

Le Carixien est constitué de marnes noires, largement prédominantes, grisâtres lorsqu'elles sont altérées. Des bancs calcaires noirâtres à grisâtres, à pâte fine, durs, parfois argileux, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur s'intercalent dans la série. Les faunes de mêmes espèces apparaissent différemment : calcaires si elles proviennent d'un milieu calcaire, pyriteuses lorsqu'elles se trouvent au sein des marnes.

L'étude palynologique des marnes noires a montré une microflore à pollens de *Classopollis* clairs (*C. classoides*, *C. meyeriana*, *C. torosa*), rares pollens disaccates (*Cerebropollenites mesozoicus*) ou spores (*Cyathidites australis*).

En ce qui concerne les fossiles, de nombreuses zones aveugles dues aux mauvaises conditions d'affleurement, font que les espèces trouvées ne sont pas forcément significatives. Cette faune carixienne est classique, mais on peut faire les remarques suivantes :

— la zone à Jamesoni semble pauvre ; un seul *Uptonia* a été trouvé et quelques *Polymorphites* dispersés. Dans la coupe des Cottards, R. Mouterde et J.L. Dommergues ne signalent pas non plus de *Phricodoceras*. Un fragment de ce dernier a toutefois été récolté par R. Mouterde (1952 : p. 84) dans les marnes d'une ancienne carrière située au Sud de Maisonnais (x = 591,050; y = 2181,675);

— la zone à Ibex est riche ; elle montre un certain nombre de *Beaniceras* mais toujours du groupe *centaurus*, aucun *B. luridum* n'a été trouvé. Les *Acanthopleuroceras valdani* sont très nombreux mais seuls deux exemplaires de *T. ibex* ont été récoltés ;

— la zone à Davoei, bien représentée, a fourni de nombreux *Aegoceras* (ou *Androgynoceras*) de très grande taille (en fragments). Dans la sous-zone à Figulinum, les *Oistoceras* sont fréquents mais associés à des *Tragophylloceras losombi* extrêmement abondants.

Tableau 4. — Répartition des faunes domériennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond

Zones	Sous-zones	
SPINATUM	Hawskerense	<i>Pleuroceras</i> sp.; <i>P. yeovilense</i> ; <i>P. spinatum</i> ; <i>P. cf. spinatum</i> ; <i>Harpax pectinoides</i>
	Solare	<i>Pleuroceras solare</i> ; <i>P. apyrenum</i>
MAGARITATUS	Gibbosus	
	Gloriosus	<i>Protogrammoceras</i> ; <i>Amaltheus subnodosus</i> ; <i>Arieticerias</i>
STOKESI	Stokesi	<i>Amaltheus margaritatus</i> ; <i>A. stokesi</i> ; <i>A. bifurcus</i> ; <i>A. gloriosus</i> ; <i>Tragophylloceras</i> sp.; <i>T. loscombi</i> ; <i>Arieticerias</i> ; <i>Fucinicerias</i> <i>Becheiras nudeus</i> *; <i>Cenoceras</i> *

* Récolte M. Dubuget, détermination J.L. Dommergues.

• **Domérien** (64 m dans le forage 3-3, lieu-dit la Croix-des-Dames). Comme le Carixien, le Domérien est essentiellement constitué par des marnes noirâtres à grisâtres. Les intercalations calcaires sont pratiquement inexistantes si ce n'est quelques passées de marnes un peu plus indurées. Le sommet de la formation (Domérien supérieur) devient franchement calcaire sur 6 à 9 m, avec de rares interbanco marneux. Ces calcaires sont grisâtres, beige jaunâtre lorsqu'ils sont altérés, durs, bioclastiques, riches en rostre de bélemnites, avec nombreux *Amusium aequivalvis* entiers ou fragmentés et plus rares *Pleuroceras*. La série domérienne semble se terminer par un banc de 10 cm d'épaisseur de calcaire jaunâtre argileux qui, régionalement, paraît constant.

D'après les récoltes de faunes (tabl. 4), deux groupes fossilifères se dégagent très nettement au sein du Domérien : la base (zone à Stokesi) et le sommet (zone à Spinatum). La zone à Margaritatus n'est pratiquement pas représentée, la grande majorité des amalthées étant des *A. stokesi*.

Dans la zone à Stokesi les amalthées (d'origine boréale) sont très abondantes, alors que les *Protogrammoceras*, *Fuciniceras* et *Arietoceras* (d'origine téthysienne) sont rares.

La base du Domérien supérieur est assez riche en *Pleuroceras*, *P. solare* surtout. Il y a quelques *P. spinatum* et des formes très tuberculées proches de *P. yeovilense*, ce qui pourrait signifier que la sous-zone à Hawskerense est représentée.

17-8. Toarcien. Marnes noires à miches calcaires (85 m au forage 2-1, La Grande-Cotardièrre : x = 595,500 ; y = 2190,800). La formation débute par les « schistes carton » (7 m au sondage de La Grande-Cotardièrre) qui sont dans l'ensemble peu visibles, si ce n'est dans le lit du Cher, au Sud de La Férolle (x = 608,300 ; y = 2192,800) lorsque le niveau de l'eau est bas (17-8[2]). Ils sont formés par des marnes feuilletées, grisâtres à noirâtres, se délitant en plaquettes minces et assez dures, d'où leur appellation «schistes carton».

Au-dessus se développe une épaisse série marneuse noirâtre, dans laquelle s'intercalent un ou plusieurs niveaux de calcaires gris bleuté, à pâte fine. Ils se présentent sous forme de miches et peuvent renfermer des septaria. Ces horizons calcaires, particulièrement riches en ammonites, se situent dans la zone à Bifrons (17-8[1]). Des cristaux de gypse, très abondants, d'un diamètre de un à deux centimètres, ont été observés dans les fouilles d'une mare, à l'Est de Vilaine (x = 608,875 ; y = 2190,025). D'après les faunes associées, ces cristaux apparaissent à la limite des zones à Bifrons et Variabilis.

Au-dessus des argilites grises ont fourni *Grammoceras thouarsense* et *G. striatulum* au puits de La Grande-Cotardièrre.

Le Toarcien supérieur se termine par 10 m d'argilites ocreuses, sans fossiles, qui sont surmontées d'une oolite ferrugineuse très fine

Tableau 5. — Répartition des faunes toarciennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond

Zones	Sous-zones	
AALENSIS	Buckmani Aalensis Mactra	
PSEUDORADIOSA	Pseudoradosa Levesquei	
INSIGNE	Insigne Fallaciosum	<i>Pseudogrammoceras pedicum</i> (in Mouterde, p. 89).
THOUARSENSE	Esericeras Thouarsense Bingmanni	<i>Grammoceras thouarsense</i> ; <i>G. striatulum</i> (puits de La Grande-Cotardière)
VARIABILIS	Vitiosa Illutris Variabilis	<i>Haugia</i> sp.; <i>H. cf. beanii</i> ; <i>H. variabilis</i> <i>Trochus subduplicatus</i> ; <i>Bellemites irregularis</i> ; <i>Procerithium jole</i> ; <i>Leda claviformis</i>
BIFRONS	Semipolitum Bifrons Sublevisoni	<i>Hildoceras semipolitum</i> ; <i>Coeloceras crassum</i> ; <i>C. cf. braunianum</i> <i>Coeloceras requinianum</i> ; <i>H. suplanatum</i> ; <i>Perenoceras subarnatum</i> ; <i>P. fibulatum</i> ; <i>Hildoceras subplanatum</i> ; <i>Dactylioceras</i> <i>Hildoceras sublevisoni</i> ; <i>Dactylioceras commune</i> ; <i>Nucula hammeri</i>
SERPENTINUS	Falciferum Strangewaysi	<i>Harpoceras cf. excavatum</i>
TENUICOSTATUM	Semicelatam Paltus	<i>Dactylioceras cf. semicelatam</i> <i>Harpoceras?</i>

(visible sur 1 m) passant au sommet à 3 m d'argilite marron-beige sur laquelle reposent des chailles bajociennes.

Une fouille récente (x = 588,250 ; y = 2192,050) a permis d'observer de la pyrite finement cristallisée, abondante, plaquée suivant la stratification matérialisée par un débit feuilleté des marnes.

La position de gros nodules silicifiés trouvés dans le sondage 5-6, (Les Cadières) sous 10 m d'argilites ocreuses, est incertaine: nodules diagénétiques du Toarcien supérieur ou silicification des calcaires noduleux du Toarcien moyen?

L'analyse palynologique de marnes noires récoltées dans le forage 5-5, au Sud des Forges, a livré de la matière organique marron de type amorphe, associée à de rares débris ligneux foncés, des algues (*Crassosphaera*), des grains de pollen *Classopolis* (*C. torosa*, *G. meyeriana*), de rares spores (*Todisporites minor*) et acritarches (*Michrystidium*), qui indiquent plutôt la base du Toarcien.

Comme pour le Carixien et le Domérien, les prélèvements de fossiles n'ont pas été systématiques et des zones aveugles existent (prairies notamment). Toutefois, la plupart des faunes récoltées (tabl. 5) appartiennent aux zones à Bifrons et Variabilis, et même le plus souvent à la limite de ces deux zones (sous-zones à Semipolium et Variabilis) : — Toarcien inférieur. Les schistes carton, peu fossilifères, n'ont donné que quelques *Dactyloceras* (*D. cf. semicelatum*) et un *Harpoceras* ? non déterminable ;

— Toarcien moyen. La grande majorité des formes trouvées appartient au genre *Hildoceras*, mais ce sont des *H. semipolium* et non des *H. bifrons*. Ils sont d'ailleurs associés à un cortège de petits gastéropodes (*Trochus subduplicatus*, *Procerithium*) et de bivalves (*Leda claviformis*) connus, en de nombreux points, à la base du Toarcien supérieur;

— Toarcien supérieur. Des formes récoltées lors des levés de terrain, aucune ne provient des niveaux supérieurs à *Haugia*. Dans le puits de La Grande-Cotardière (2-1), G. Lecointre et O. Horon, qui établirent la coupe en 1961, signalent de nombreux fragments appartenant au genre *Grammoceras* : *G. thouarsense* et *G. striatulum*. Enfin, dans les argiles ocreuses, R. Mouterde cite un seul *Pseudogrammoceras* trouvé par L. Guillaume (*in* Mouterde, 1952 : p. 89).

À l'ESE de Marçais, dans le secteur de la Brande de la Gonne, des sables s'intercalent avec les marnes toarciennes et/ou plienschachiennes. Des petits forages ont montré que parfois, sur 4 m d'épaisseur, des sables plus ou moins grossiers, propres, alternent avec des marnes. Il s'agit à la fois d'un phénomène de colluvionnement des sables et de solifluxion des marnes, qui s'est produit à différentes périodes.

j0-1. Aalénien—Bajocien. Calcaires jaunâtres à oolites et entroques, riches en chailles (épaisseur estimée entre 60 et 80 m). Les affleurements de l'Aaléno-Bajocien sont très restreints, la partie supérieure de cette formation ayant été soumise à un important phénomène de

décalcification. Les rares points d'observation se situent de part et d'autre de la vallée du Cher, au Sud de Bruère-Allichamps, et à un degré moindre entre Farges-Allichamps et L'Espinasse. Les affleurements de la vallée du Cher, bien que disparates, ont été décrits par A. de Grossouvre (1985), R. Mouterde (1952) et plus récemment par J. Lorenz (1992). R. Mouterde résume la coupe effectuée par A. de Grossouvre le long de la voie ferrée ; de haut en bas :

- (20 m) - calcaire gris suboolitique, avec quelques brachiopodes.
- (6 m) - calcaire à entroques ferrugineuses (zone à Parkinsoni).
- (8 m) - calcaire compact, jaune, en bancs minces.
 - banc peu épais de calcaire jaunâtre ferrugineux à veinules et oolites ferrugineuses.
- (20 m) - calcaire jaune, dur, très compact, à rognons de quartz et de silex.
- (8 m) - calcaire jaune ocreux spathique très crinoïdique, en bancs minces.

Une coupe très détaillée de la partie supérieure (?) du Bajocien nous est fournie par le sondage I-1 effectué pour la station de pompage de Lignièrès ; coupe résumée de haut en bas :

- (3,60 m) - calcaire chamois, à entroques, avec chailles, présence de quelques térébratules.
- (2 m) - calcaire marbré blanc et chamois à entroques et oolites un peu ferrugineuses.
- (3 m) - calcaire oolitique jaunâtre.
- (2,50 m) - calcaire à entroques, oolitique, chailles, aspect de hard-ground au sommet du banc.
- (0,40 m) - niveau à chailles très abondantes.
- (2,50 m) - remplissage caverneux, avec chailles, aragonite et argile.
- (1,50 m) - calcaire chamois, oolitique, à entroques.
- (9 m) - calcaire chamois, plus ou moins cristallisé, avec chailles.
- (0,50 m) - calcaire chamois clair, cristallisé, oolitique, avec chailles.
- (2,50 m) - calcaire chamois avec chailles qui prennent des teintes bleutées.
- (1,25 m) - calcaire chamois, cristallisé, oolitique.
- (6 m) - calcaire chamois, parfois cristallisé, avec chailles bleutées.

Dans ces deux coupes, on retrouve bien les brachiopodes et les oolites ferrugineuses. Si l'on prend ces dernières comme repère, il apparaît que la série est beaucoup plus importante dans la vallée du Cher que dans celle de l'Arnon (si les estimations d'épaisseur sont correctes).

Les calcaires du Bajocien apparaissent pour l'essentiel comme des biocalcarénites et/ou des oopelbiocalcarénites bioclastiques, avec des gastéropodes, bivalves, échinodermes dont nombreuses entroques, bryozoaires, spicules, coralliaires, foraminifères,... indiquant un milieu infralittoral (barrière). Les chailles associées ont conservé les structures originelles, la silice étant empruntée aux spicules de silicisponges.

Le manque de fossiles caractéristiques rend difficiles les datations précises: la base repose sur les marnes du Toarcien, alors qu'au sommet, les calcaires à entroques sont recouverts par des calcaires blancs à oolites, attribués au Bathonien. J. Lorenz (1992), à partir des rares fossiles recueillis par A. de Grossouvre, mais surtout par comparaison avec des niveaux similaires étudiés plus à l'Ouest (Argenton-sur-Creuse), laisse envisager une lacune du Bajocien moyen.

La série bajocienne de Saint-Amand-Montrond est très différente de celle étudiée plus à l'Est (feuilles à 1/50000 Dun-sur-Auron et Néronde: Lablanche *et al*, 1991 ; Lablanche, 1992, 1993). Les calcaires argileux du Bajocien supérieur manquent ou apparaissent sous un autre faciès. Les niveaux à oolites ferrugineuses sont presque inexistantes ; à l'inverse, les chailles sont beaucoup plus nombreuses.

j2-3. Bathonien—Callovien *pars*. Calcaires oolitiques, calcaires bioclastiques à entroques. Les calcaires oolitiques dépassent 40 m dans le forage 4-11 (La Celle—Bruère), réalisé pour la station de pompage. Les calcaires bioclastiques, riches en entroques, qui surmontent les calcaires oolitiques sous-jacents, sont estimés à une dizaine de mètres dans les carrières de La Celle.

- Les **calcaires oolitiques** ont été autrefois très exploités, notamment pour la construction. De nombreuses carrières, aujourd'hui abandonnées, entaillent la formation sur près de 20 km, de Saint-Rhombly à l'Est jusqu'au château de Villiers en bordure de la D 940 à l'Ouest. L'absence de niveaux-repères dans ces dépôts ne permet pas d'établir une corrélation entre les différents affleurements.

Ces calcaires ont été observés et décrits par J. Lorenz (1992) à qui nous empruntons des données très résumées. « Le calcaire est une oobiosparite à passées micritiques. Les nucléus des oolites sont parfois de grande taille, le ciment est sparitique. Les oolites sont souvent non jointives. Les bioclastes sont constitués de débris de bryozoaires qui peuvent être abondants, de débris de brachiopodes, de sections de radioles... » Ces faciès indiquent un milieu peu profond.

Les calcaires apparaissent massifs, avec des ensembles qui atteignent 10 m d'épaisseur. De belles stratifications obliques peuvent localement être observées (carrière de Bruère, route de Noirlac : x = 607,100 ; y = 2195,650 - bois Coquillon : x = 606,750 ; y = 2196,075 - Le Riaublan : x = 596,900 ; y = 2197,450). Silexite et chailles, parfois branchues, sont visibles dans de nombreuses carrières (La Celle: x = 609,375 ; y = 2195,525 - Bruère: x = 607,100 ; y = 2195,650 - L'Espinasse : x = 600,125 ; y = 2196,525 - la Croix-des-Mines : x = 599,950 ; y = 2196,400). Elles renferment en quantité des fantômes d'oolites.

- Les **calcaires bioclastiques**, jaunâtres à roux, à nombreux débris de coquilles, parfois riches en entroques, se superposent aux calcaires oolitiques. À l'Ouest de Bruère-Allichamps, au bois Coquillon, dans une carrière aujourd'hui en partie comblée, J. Lorenz (1992 : p. 245)

a récolté, dans les éboulis, deux ammonites : *Bullatimorphites* sp. et *Xagnericeras* sp., qui permettent de rapporter la base de ces calcaires à la partie supérieure du Bathonien moyen ou à la base du Bathonien supérieur. Dans le village de Bruère, des faciès similaires, riches en brachiopodes, appartiennent au sommet du Callovien inférieur (sous-zone à Enodatium). Les faunes récoltées dans les calcaires bioclastiques du sommet des carrières de La Celle sont d'âge callovien moyen.

Vers l'Ouest, à la carrière du Plessis ($x = 592,125$; $y = 2197,875$), en bordure de la D 940, les 2,50 m de calcaires bioclastiques qui reposent sur les calcaires à oolites appartiennent en totalité au Callovien (datation par brachiopodes).

§j. **Bajocien (et Bathonien?) décalcifié** (8 à 12 m). Une très grande zone couverte d'argilites à chailles forme une bande de plusieurs kilomètres de large de Saint-Hilaire-en-Lignières à Farges-Allichamps. Au Nord de Saint-Amand-Montrond, ces argilites à chailles recouvrent le plateau dominant la cuesta des bois de Meillant et reposent sur les marnes du Toarcien. Vers le Nord, elles disparaissent progressivement, et l'on voit apparaître les calcaires oolitiques du Bathonien. Elles occupent l'emplacement ou devrait normalement affleurer le Bajocien et la partie inférieure du Bathonien, et sont le témoin d'une décalcification de longue durée pour ces dépôts.

Ces argilites à chailles résultent de la silicification d'un calcaire à grains jointifs (packstone), biomicritique, biocalcarénite riche en organismes. Le caractère agité du milieu se traduit par le fait que la faune est toujours fragmentée: débris de bryozoaires, lamellibranches, échinodermes et polypiers associés à des spicules de silicisponges et des foraminifères benthiques (lenticulines). La silice a semble-t-il été empruntée aux spicules de silicisponges, la silicification pouvant être due à une diagenèse très précoce. La fraction carbonatée, remplacée par la silice, a rarement été préservée.

En surface, dans les champs ou les forêts, les chailles apparaissent couvertes d'une patine blanchâtre et ont un aspect émoussé dû à l'altération météorique.

Une autre phase de silicification, continentale, plus récente (Éocène supérieur) affecte également les calcaires du Dogger. Ce phénomène est visible dans les carrières des Roches ($x = 602,825$; $y = 2190,825$) au Nord de Marçais, où les calcaires bajociens sont silicifiés sur plusieurs mètres d'épaisseur. À l'origine, une dissolution partielle s'opère par altération des parties les plus poreuses, niveaux fossilifères compris ; secondairement, de la silice libérée par les détritiques éocènes superposés aux calcaires du Dogger, précipite dans les vides formés (amas calcédonieux). Cette période fini-éocène, anté-distension, s'accompagne d'une phase de cuirassement qui rubéfie en partie les roches (§j [1]). Aux Roches, on peut ainsi observer, sur environ 4 m d'épaisseur, rubéfaction et encroûtement, avec une intensité beaucoup plus marquée dans les deux mètres supérieurs. Cet affleurement tend à

prouver qu'à l'époque où le cuirassement a eu lieu, la majeure partie du Jurassique post-Bajocien avait déjà été érodée.

Cette altération ferrallitique, qui donne aux terrains une teinte rouge caractéristique, a été reconnue pratiquement dans tous les forages ayant traversé le bassin tertiaire de Lignières. Riches en fer, ces zones cuirassées furent autrefois exploitées, comme par exemple en forêt de Meillant. Les argiles de dissolution associées sont brun rougâtre à ocre-jaune. Elles renferment de nombreux grains limonitiques. Les fossiles qui y sont conservés sont identiques à ceux observés dans les chailles.

L'essentiel du phénomène de décalcification a commencé dès la fin des temps crétacés, ou peut être avant, lorsque la région s'est trouvée définitivement exondée. Près de Saint-Hilaire-en-Lignières, des chailles identiques à celles décrites ci-dessus ont été reprises et cimentées dans du détritique de type Brenne attribué à l'Éocène.

Aux Aublancs, à l'Est de Rezay, des blocs énormes, tabulaires, qui atteignent parfois le demi-mètre cube, ont été localement arrachés par l'homme et abandonnés en bordure des chemins ou des haies. Ces blocs, qui reposent sur le Toarcien, sont entièrement silicifiés et montrent des traces de fossiles. Il s'agit là d'un ultime témoin méridional du Bajocien. Il est recouvert par une pellicule de dépôt détritique appartenant à la Formation d'Ardentes (voir « Pliocène supérieur »).

Il est probable qu'une partie des calcaires bathoniens a également subi le phénomène de décalcification, d'où les vastes étendues occupées par les terres à chailles. Au Nord de Meillant, très ponctuellement, les calcaires calloviens ont subi le même phénomène de décalcification et de silicification.

À partir de ces chailles, des blocs consolidés de chailles et d'éclats de silixite, à ciment siliceux et matrice ferrugineuse, se sont formés localement (Les Carreaux, Nord de Touchay). Appelés régionalement « bouchots », ils constituent des « dalles » qui dépassent parfois le mètre carré pour une épaisseur de 30 à 40 cm.

j3. Callovien. Calcaires bioclastiques, marno-calcaires et marnes (épaisseur estimée à 30 m). Les différents ensembles, individualisés sur des critères macropaléontologiques, ne sont pas cartographiables séparément par suite de la nature des affleurements (labours dans les meilleurs cas). De plus, des variations de faciès et de faunes apparaissent de part et d'autre du Cher sans que l'on puisse en matérialiser avec précision les limites.

• **Callovien Inférieur.** À l'Est du Cher, l'affleurement le plus représentatif est localisé à l'Est de La Celle, dans les carrières situées au Nord de la D 92. La coupe, d'une dizaine de mètres de hauteur, montre à la base une partie massive (5 à 6 m) constituée de calcaires

jaunâtres, biosparites à entroques et bryozoaires à rares lentilles plus argileuses. Des chenaux décamétriques sont visibles et la partie supérieure de la carrière est soulignée par des niveaux bioturbés.

Le Callovien inférieur sommital présente les mêmes faciès mais les niveaux de calcaires argileux se font plus nombreux. Les stratifications obliques, orientées vers le Nord, se développent ainsi que des chenaux de grande taille. Les surfaces bioturbées sont fréquentes et deux niveaux principaux, riches en brachiopodes (j3[2]) peuvent être individualisés. Ces brachiopodes, d'après J.P. Garcia (1992), constituent une association à *Perrierithyris perrieri* et *Aulacothyris pala*, avec les deux espèces nominales et *Sphenorhynchia* aff. *dominula*, *Septaliphoria* aff. *orbignyana*, *Zeilleria biappendiculata*, *Dorsoplicathyris dorsoplicata*, « *Capillirhynchia* » *funiculata*. Les deux niveaux principaux sont les restes de communautés à forte dominance, l'une à *Perrierithyris perrieri* et l'autre à *Dorsoplicathyris dorsoplicata* ; la seconde remplaçant la première au cours du temps. Cette association est tout à fait originale et ne semble pas avoir été mentionnée jusqu'à présent dans le bassin de Paris (Garcia, 1992). Ces faunes datent de la sous-zone à Calloviense ou à Enodatum.

À l'inverse, les ammonites sont assez rares, seuls quelques spécimens de reineckéidés ont été trouvés en place (*Collotia* aff. *pamprouxensis*, *C. spathi*, *Rehmania (Loczyceras) greppini*), et en labour, au Sud de Meillant (*Reineckeia* sp.). Présence également du genre *Chanasia*. Ces formes indiqueraient le sommet de la zone à Gracilis.

La limite avec les niveaux sous-jacents du Bathonien reste imprécise puisque seule la partie supérieure de la carrière de La Celle a fourni des éléments de datation.

A l'Ouest du Cher, la biosparite à entroques diminue vers l'Ouest : quelques mètres dans les carrières de Vallenay, 2,50 m à la carrière du Plessis où seuls les niveaux à brachiopodes du sommet sont représentés. Ils reposent directement sur les calcaires oolitiques du Bathonien au sommet desquels on observe une surface de discontinuité.

Les ammonites sont rares mais généralement bien conservées (La Coquillonnerie, Vallenay, Sud de Chambon, Nord d'Ineuil, La Celle-Condé). Les formes les plus fréquentes sont des reineckéidés : *Collotia oxyptycha*, *Rehmania (Loczyceras) reissi*, *R. (L.) greppini*, mais on a trouvé aussi *Macrocephalites* gr. *wetzinguensis* et *Kosmoceras enodatum*. Cette dernière espèce indique sans ambiguïté le sommet du Callovien inférieur, zone à Gracilis, sous-zone à Enodatum.

Deux niveaux de calcaires fins (j3[1]), bréchiques, dont l'épaisseur varie de 0 à 0,40 m, peuvent être suivis sur 5 à 6 km à la base des calcaires à entroques calloviens. Vers l'Est, le premier niveau observé se situe dans le village de Bruère-Allichamps (x = 607,150; y = 2196,525) où il atteint 0,30 m. Vers l'Ouest, dans les carrières de Vallenay, ce faciès est visible en plusieurs points de la carrière, et surtout on peut observer la superposition de deux niveaux, dont l'épaisseur maximale est de 0,40 m, séparés par 4 m de calcaires à entroques. Entre ces deux bancs, un troisième, bioclastique, à entroques et brachiopodes, situé 20 cm sous le niveau supérieur, dans

lequel ont été resédimentés des éléments bréchiques, semble-t-il plus oxydés, de calcaires fins, bioturbés. Le dernier affleurement visible dans cette direction se situe dans les champs ($x = 601,725$; $y = 2197,625$) à 1 km des carrières de Vallenay.

D'après S. Debrand-Passard (inédit), les faciès bioclastiques appartiennent à un milieu très oxygéné, riches en organismes. Soumises à l'action des vagues, les coquilles sont brisées *post mortem*. Les calcaires fins caractérisent quant à eux un milieu calme où la vie semble réduite à quelques vers fousseurs; ils ne contiennent pas, semble-t-il, de débris coquilliers. Dans le détail, les éléments constitutifs de ces calcaires apparaissent bréchiques, certains éléments bioturbés ayant été basculés ou retournés. Ces dépôts déplacés et resédimentés hors de leur milieu originel sont donc allochtones.

On peut donc imaginer une rampe sur le haut de laquelle se formaient des dunes de matériel bioclastique, séparant une zone plus calme, protégée de la houle, le lagon. Dans celui-ci, s'accumulent sur une faible épaisseur, des boues calcaires. Quelques vers et autres organismes fousseurs colonisent ces vases en cours de consolidation. Survient alors un raz-de-marée, un ouragan, provoquant une ou des vagues de hauteur supérieure à la moyenne. Elles franchissent le sommet de la barrière dunaire et, dans leur reflux, vident le lagon de tout ou partie de son contenu. Après cette catastrophe naturelle, la sédimentation reprend avec dépôt de calcaires bioclastiques à l'avant et sur les dunes, et de boues dans le lagon. Cependant, quelques blocs de calcaires fins ont été abandonnés sur le haut de la rampe où ils subissent un début d'oxydation. Ils sont repris par une marée plus forte et resédimentés dans les calcaires bioclastiques.

La présence d'un second banc de calcaire bioclastique quelques mètres au-dessus du premier, semble indiquer que le phénomène s'est reproduit une seconde fois après quelques centaines ou milliers d'années. La soudaineté et l'amplitude de ce fait suggèrent un raz-de-marée engendré par une secousse sismique. Toutefois, il n'est pas exclu que cette super-vague puisse être liée à une autre cause, par exemple un ouragan.

L'existence d'une passe dans la barrière bioclastique a pu faciliter la vidange de la lagune; dans l'état actuel, celle-ci, pas plus que le lagon, n'ont pu être observés, sans doute parce que situés dans la zone présentement érodée.

• **Callovien moyen.** À l'Est du Cher, ce sont des calcaires d'aspect spathique, calcaires argileux, calcaires argileux plus ou moins luma-chelliques, calcaires argileux légèrement silicifiés (moins de 10 m). Les premiers se débitent en blocs irréguliers tandis que les calcaires argileux forment des bancs décimétriques qui s'intercalent dans les faciès d'apparence plus délitée.

Les ammonites les plus fréquentes sont des *Erymnoceras* gr. *coronatum*. Elles sont associées à des pseudopérisphinctidés (*Flabellia* sp., *Flabellisphinctes* sp.) et de rares *Phlycticeras* cf. *pustulatum*. Les hectico cératidés sont surtout des formes minces, à côtes fines et tubercules ombilicaux nets comme *Hecticoceras* (*Lumilaceras*), ou non

comme *H.(L.) lunala*. Les reineckéidés sont représentés par *Rhemanina corrogis*. L'ensemble de cette faune correspond à la zone à Coronatum. Localement, à l'Est de La Celle (Saint-Sylvain), il existe des *Erymno-ceras* à large ombilic qui indiqueraient la base de la zone à Coronatum.

La zone à Jason (première zone du Callovien moyen) n'a jamais été mise en évidence, bien que ce niveau soit connu un peu plus à l'Est sur la carte Charenton-du-Cher.

À l'Ouest du Cher, il n'a jamais été trouvé de faune indiquant avec certitude la présence du Callovien moyen. La seule exception se situe sur la rive gauche du Cher, à La Coquillonnerie où a été récoltée dans des faciès marno-calcaires, une ammonite du genre *Erymno-ceras* et un reineckéidé. À la carrière du Plessis, une surface d'érosion et ferruginisée sépare les niveaux à brachiopodes de la zone à Enodatum, de calcaires argileux se débitant en plaquettes, attribués au Callovien supérieur.

• **Callovien supérieur.** À l'Est du Cher, il s'agit de calcaires argileux jaunâtres ou grisâtres (20 m maximum) se débitant en bancs décimétriques ou en dalles de quelques centimètres d'épaisseur. Ces calcaires sont pauvres en faune mais quelques ammonites ont été trouvées dans la région de Meillant. Avec *Peltoceras* sp. ou *Hecticoceras trezeense*, elles indiquent la base de la zone à Athleta. La zone à Lamberti n'a pas été prouvée paléontologiquement.

À l'Ouest du Cher, des marno-calcaires, très réduits en bordure du Cher (5 à 10 m aux environs de Vallenay), sont beaucoup plus développés de Chambon à La Celle-Condé où l'épaisseur peut être estimée à une trentaine de mètres.

La zone à Athleta a été identifiée entre le Cher et l'Arnon. L'extrême base de la zone est attestée vers Chambon par *Orionoides famulun* et vers La Soulaire par *Pseudopeltoceras* sp. L'horizon sus-jacent est connu dans les environs de Chambon mais aussi près de Vallenay où il se caractérise par l'abondance des peltocératidés (*Peltoceras baylei* et formes affines) mais aussi par la présence de *Hecticoceras* gr. *trezeense*, *Distichoceras* gr. *biscastatum*. Ces formes indiquent sans ambiguïté la sous-zone à Trezeense. Plus à l'Est, d'Ineuil à La Celle-Condé, ce niveau à peltocératidés n'a pas été reconnu (série trop épaisse, fossiles rares?).

La présence de rares *Collotia* trituberculés, soit en bordure du Cher, soit vers La Celle-Condé, indiquerait la sous-zone à Collotiformis (sommets de la zone à Athleta).

La zone à Lamberti est représentée par des calcaires argileux qui, dans les environs de La Celle-Condé, peuvent prendre une teinte versicolore très accusée. Dans la région de Vallenay, le genre *Quens-tedtoceras* n'a pas été trouvé et des doutes subsistent sur la présence de cette zone. À l'Ouest d'Ineuil, il est associé à de nombreux hectiocératidés comme *Hecticoceras dynates*, *H. lairensis*, des kosmocératidés comme *Kosmoceras spinosum* et *Distichoceras* gr. *bicostatum*.

j4. **Oxfordien inférieur. Marnes à fossiles pyriteux** (épaisseur estimée 3 à 5 m). Elles affleurent dans la région de Vallenay, là où la série du

Callovien supérieur est fortement réduite, et au Sud de Condé dans l'angle nord-ouest de la feuille. Ces marnes ou argiles plus ou moins noirâtres sont souvent riches en fossiles pyriteux, parmi lesquels les ammonoidés constituent le groupe le plus abondant : *Cardioceras scarbugense*, *C. omphaloides*, *Perisphinctes bernensis*, *Taramelliceras richei*, *Peltoceratoides* sp. Cette faune caractéristique de la base de la zone à Mariae (sous-zone à Scarbugense, horizon à Scarbugense) a le même âge que celle récoltée sur Châteauneuf-sur-Cher. La partie supérieure de cette sous-zone n'a été mise en évidence qu'au Sud de Condé, avec *Cardioceras* aff. *praecordatum* recueilli au sommet des marnes à fossiles pyriteux.

Tertiaire

Dans le domaine de la carte Saint-Amand-Montrond, une lacune importante apparaît, érosion ou non-dépôt, entre les derniers dépôts marins conservés (150 Ma) et les premiers détritiques continentaux (45 Ma).

Éocène inférieur à supérieur

e4-7. Complexe détritique de Brenne : sables, grès, argiles (32 m d'épaisseur dans le sondage 5-4 à La Motte). Les meilleurs points d'observation sont situés à Saint-Hilaire-en-Lignièrès et dans les champs qui forment la butte des Varennes, où de nombreux faciès peuvent-être rencontrés. D'autres affleurements sont répartis sur l'ensemble de la feuille : Le Châtelet, La Petite-Prahas, Le Petit-Bonnefond,... Le matériel a comblé des zones basses liées à l'érosion, à la karstification ou à la tectonique.

Ce complexe est constitué de chailles, cailloutis, graviers, sables et argiles, parfois silicifiés (conglomérats, grès, silixites).

Les chailles, empruntées principalement aux assises du Dogger, riches en fossiles et fantômes d'oolites, sont plus ou moins roulées, avec des traces de chocs. Elles sont brunes dans l'ensemble, blanches lorsqu'elles ont conservé leur cortex siliceux d'origine, ou recouvertes d'une patine noire qui peut atteindre 5 mm d'épaisseur.

Cailloutis, graviers et sables sont constitués de quartz roulés, issus du démantèlement du Massif central. Ils sont blanc laiteux, translucides ou enfumés.

Les argiles, à dominante kaolinique, apparaissent sous des teintes très variées : gris, vert, beige, mais aussi blanc, kaki, brun, lie-de-vin, rouge. Rarement pures, elles peuvent être micacées (muscovite) et renferment une fraction sableuse plus ou moins abondante.

Silicifié, le complexe détritique de Brenne forme des horizons gréseux discontinus qui se développent au gré des circulations d'eau

dans la formation, et il est pas rare d'observer des poches de sables à côté de grès massifs. Lorsque la fraction argileuse est dominante, les argilites prennent une patine gris-vert, brillante, et les quartz se confondent dans la masse siliceuse.

Une étude palynologique (Châteauneuf, 1977) a été réalisée sur des échantillons prélevés en forages à la base de la Formation de Brenne. Les dépôts les plus anciens appartiennent au Cuisien supérieur. L'essentiel des venues détritiques serait d'âge lutétien et surtout bartonien (*s.s*) et pourrait persister localement jusque dans le Ludien moyen. L'ensemble est scellé par des calcaires lacustres, d'âge ludien supérieur en Poitou et Touraine (Cavelier *et al*, 1979; Lablanche, 1982).

Éocène supérieur

e6-7(2). **Cuirasse ferralitique.** Une phase de cuirassement affecte la partie supérieure du complexe déritique de Brenne, les altérites encadrantes, voire les formations jurassiques, sur plusieurs mètres d'épaisseur. Les sols apparaissent alors sous des couleurs caractéristiques, rouge, lie-de-vin. Sur le territoire de la feuille Saint-Amand-Montrond, ce phénomène n'a pu être franchement constaté pour le complexe de Brenne alors qu'il est très présent sur la feuille voisine Issoudun. Un seul affleurement, situé au Petit-Bonnefond, montre localement à sa surface, une pellicule ferruginisée avec quelques pisolites qui s'y trouvent soudés.

Par contre, de nombreuses zones rubéfiées sont visibles à la surface du Bajocien décalcifié : en bordure de la D 925, de part et d'autre de la vallée du Trian ; un peu plus vers l'Est, aux Loges ; dans les bois de Meillant, où subsistent de nombreuses fouilles, témoins d'anciennes exploitations du fer. Les forages exécutés dans le bassin tertiaire de Lignières, ont permis de retrouver presque partout cette couche ferrugineuse sous les Argiles de Lignières.

e6-7(1). **Argilites à minerai de fer pisolitique** (5,50 m d'épaisseur dans le sondage 3-34, L'Espinasse). Cette formation affleure sur la bordure nord et nord-est du bassin tertiaire de Lignières. Ces argiles ont pour origine l'altération des formations jurassiques qui, dans la région, s'est poursuivie de la fin du Jurassique au début du Paléogène. Postérieurement, à la fin de l'Éocène, une phase de cuirassement a rubéfié ces argiles qui, remaniées, ont formé des concentrations de fer. Celles-ci, sous forme de minerai en grains, ont été exploitées. De nombreux points sont encore visibles aujourd'hui : au Pont-de-Chauvet ($x = 590,500$; $y = 2198,675$) où le minerai a comblé des cavités de 1 m de profondeur maximum, en forme de poche; des puits d'extraction subsistent à La Grande-Maison ($x = 598,350$; $y = 2196,725$) avec à proximité des déblais de lavage, ou dans le secteur de La Lécherie ($x = 599,275$; $y = 2195,300$ - $x = 598,850$; $y = 2194,875$).

Éocène supérieur—Oligocène

e7-g1. **Priabonien supérieur—Stampien inférieur (base). Calcaires silicifiés de la butte des Varennes.** Dans l'angle sud-ouest de la carte, aux Varennes, affleure, au-dessus de grès de type Brenne, un lambeau de calcaires lacustres entièrement décalcifiés et silicifiés. De faible épaisseur, certainement moins de 10 m, cet affleurement libère des blocs gris blanchâtre, à la cassure conchoïdale ou au contraire rugueuse. A. de Grossouvre (1905), signale la présence de fossiles dans la « meulière lacustre ». Des plaquettes pétries de fossiles ont été retrouvées en pierres volantes sur l'affleurement et ont livré *Limnea longiscata*, mais surtout de nombreux *Nystia duchasteli* (détermination C. Cavalier). Cette faune est à rapporter au Priabonien supérieur, voire à l'extrême base du Stampien inférieur.

e7-g2. **Priabonien à Stampien. Calcaires lacustres du Berry, Argiles de Lignièrès I.s.**

- Les **Calcaires lacustres du Berry** ont été traversés sur 27 m dans le sondage 3-33 à Preuil. Cette zone d'affleurement correspond à la bordure sud-ouest du bassin lacustre de Châteauneuf-sur-Cher—Dun-sur-Auron. Les calcaires sont grisâtres, massifs, avec des horizons siliceux. La base de ces séries lacustres est souvent teintée de rouge et renferme parfois des pisolites ferrugineux. Cette coloration est due au lessivage et à l'érosion des argiles à minerai de fer pisolitique proches.

Un second bassin lacustre affleure dans l'angle sud-est de la carte. Les calcaires sont gris blanchâtre, durs, massifs. Certains faciès présentent des figures stromatolitiques, notamment sur la bordure ouest du bassin. Sur cette même bordure, au contact avec les terrains gréseux du Trias, les calcaires se trouvent entièrement silicifiés (*S*) (Le Bois-Pitet, Les Morins,...) et libèrent de gros blocs siliceux très blancs. Dans le même secteur (Crassois, Les Morins...), les calcaires lacustres se chargent en quantité variable de détritique quartzeux assez fin emprunté aux formations proches (Trias, Éocène,...).

- **Argiles de Lignièrès I.s.** Les observations de terrain, mais surtout les forages réalisés dans le bassin tertiaire de Lignièrès, ont permis de mettre en évidence une variation latérale de faciès à l'intérieur de ce bassin (fig. 2) et de montrer sa structure en forme de gouttière (fig. 3). Les sédiments, arrachés aux assises plus anciennes (socle, Jurassique, Tertiaire) ont progressé du SSW en direction du NNE, en formant successivement des argilites sableuses, des argilites, des calcaires lacustres, le tout sans limite précise.

Argilites sableuses (36 m d'épaisseur au sondage 1-23, La Theuratte). Il s'agit d'un ensemble où alternent des argilites sableuses, des sables et galets plus ou moins argileux et des argilites. Les sables et galets, constitués pour l'essentiel de quartz, sont grisâtres, jaunâtres, parfois rougeâtres. Leur granulométrie est très variable, parfois inférieure au millimètre, pour atteindre pour les plus gros éléments un diamètre

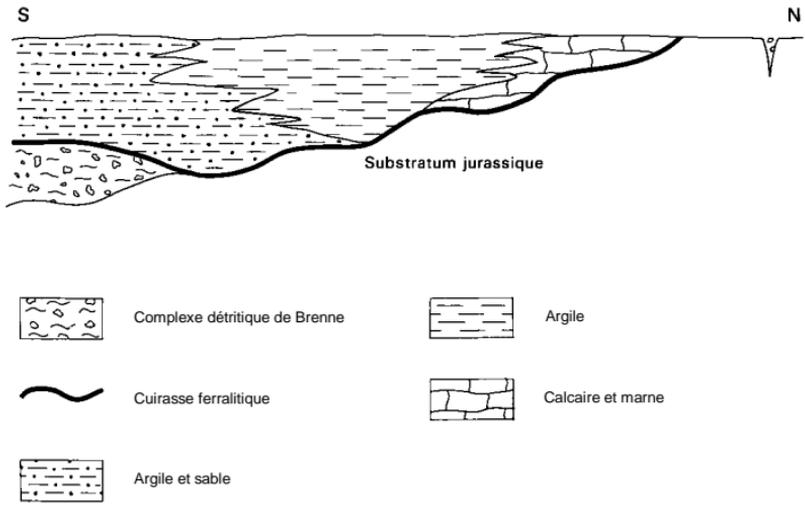


Fig. 2 - Schéma de répartition des différents faciès tertiaires

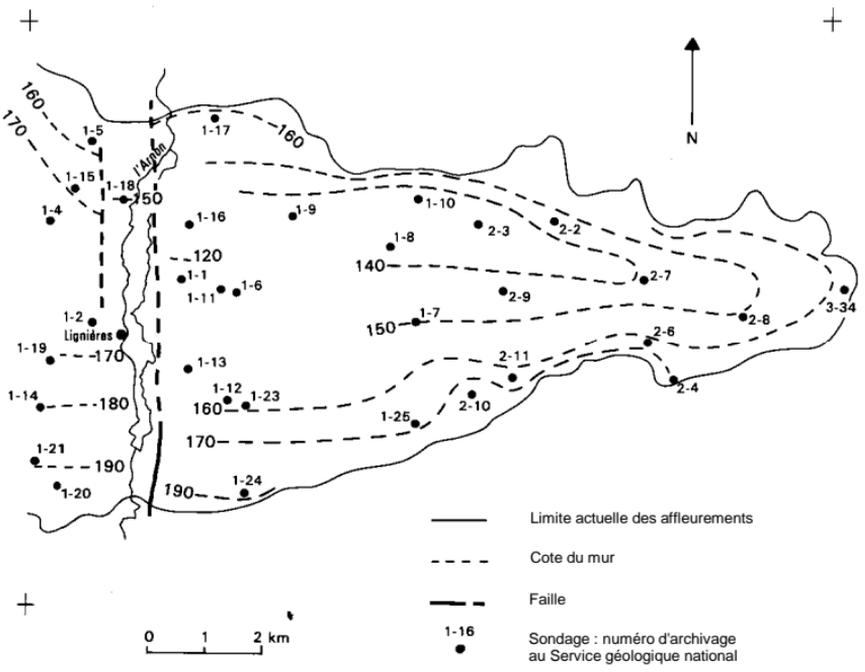


Fig. 3 - Structure du bassin lacustre de Lignières, d'âge priabonien à stampien

moyen de 2 cm. Les argiles sont vertes, grises et panachées de rougeâtre et de brunâtre. Elles apparaissent compactes, plastiques, cireuses, grumeleuses. Ces argiles sont rarement pures et ont une teneur en sable plus ou moins importante. Des éléments de cuirasse peuvent être associés au dépôt.

Argiles de Lignièrès s.s. (34 m d'épaisseur dans le sondage 1-8, Bois-de-Villefort). Les Argiles de Lignièrès sont dans leur ensemble de couleur vert amande, avec des nuances très sporadiques de beige, ou panachées de rougeâtre, de vert kaki très clair (assez rare). Un passage vert bleuté, observé en profondeur, qui varie suivant la cote de départ du forage, semble constant au sein de ce dépôt. Lorsqu'elles sont sèches, les argiles sont grumeleuses, parfois presque poudreuses ; très souvent humides sous les sables de la Formation d'Ardentes, elles sont alors plastiques, cireuses. Dans la partie est du bassin de Lignièrès, le détritique quartzéux a totalement disparu, et les argiles sont pures.

L'étude minéralogique des argiles par diffractométrie de rayons X, sur des échantillons prélevés dans le sondage 1-9, (Saint-Thibault) entre 6 et 35 m de profondeur, fait apparaître des variations en pourcentage des minéraux argileux au fur et à mesure que l'on descend :

Sondage 1-9 profondeur (en m)	Interstratifiés illite-smectite %	Illite (%)	Kaolinite (%)
6-8	43	14	43
9-10,5	46	19	35
12-13	43	20	37
15-17	37	21	42
18	10	50	40
21-23	14	30	56
25-28	15	37	47
30-35	----	47	53

Entre 21 et 25 m, la diminution du pourcentage de l'illite en faveur de la kaolinite correspond aux argiles vert bleuté signalées ci-dessus. Une étude similaire réalisée sur les argiles du sondage 1-10 (étang de Villiers), souligne les mêmes variations de teneur entre les différents minéraux argileux. En fait, il s'agit d'un granoclassement, les minéraux les plus gros (kaolinite) s'étant déposés avant les plus fins (smectites).

Calcaires et marnes lacustres. Sur la bordure est du bassin tertiaire de Lignièrès affleurent, ou ont été reconnus en forage, des calcaires et marnes qui semblent ne pas dépasser 5 m d'épaisseur. Les calcaires sont gris-blanc, durs, vermiculés. Les fossiles y sont parfois abondants (limnées, mais surtout de petites hydrobies). Les marnes associées sont grisâtres à verdâtres; sèches, elles sont poudreuses, pâteuses quand elles sont humides. La base des calcaires est parfois teintée de rouge lorsqu'elle a remanié les argiles à minerai de fer proches.

En forêt de Meillant (x = 613,00 ; y = 2195,475), d'anciennes fouilles montrent des « meulrières » qui ont été attribuées à des calcaires la-

custres silicifiés, l'étude de lame mince n'ayant pu préciser l'origine de la roche.

L'âge des Argiles de Lignièrès, de même que celui des calcaires lacustres du Berry qui sont vraisemblablement contemporains, n'a pu être précisé malgré la présence de gastéropodes dans les calcaires. Par comparaison avec les bassins lacustres qui affleurent plus au Nord, un âge priabonien et/ou stampien peut être proposé

— à La Chapelle-Saint-Ursin (feuille à 1/50 000 Bourges), les macrofossiles et la flore récoltés par C.B. Guillemin (1976) ont permis de dater la base des calcaires lacustres du Priabonien moyen à supérieur ;

— à Saint-Florent-sur-Cher (feuille 1/50000 Bourges) et à Saint-Ambroix (feuille à 1/50000 Issoudun), les calcaires lacustres ont été datés du Stampien supérieur (Cavelier *et al*, 1979 ; Lablanche, 1982).

Pliocène supérieur

FA. Formation d'Ardenes : argiles sableuses, sables, galets, chailles, poudingues, grès (6,80 m au forage 1-6, près du château d'eau de Lignièrès). L'origine de cette appellation provient de la carte du même nom, située à l'Ouest de celle de Saint-Amand-Montrond, où la formation a été décrite pour la première fois. Cet épandage occupe les points hauts des interfluves des différentes vallées qui drainent le territoire de la feuille, mais il envahit également les flancs des versants par colluvionnement. Son altitude décroît fortement du Nord vers le Sud, passant de 260 m dans le secteur de La Bourgeoisie, entre Le Châtelet et Ardenais, pour n'être plus que vers 165 m dans la région de La Celle-Condé. Le matériel constitutif, très hétérométrique, est composé d'argiles, d'argiles sableuses, sables, galets de quartz blanc laiteux dont certains atteignent 20 cm de diamètre, de chailles, de poudingues, de grès. Les éléments grossiers, localisés à la base de la formation, peuvent atteindre un diamètre de 50 cm. L'ensemble présente une teinte ocre-rouge, à passées gris verdâtre, avec une stratification irrégulière à litages obliques.

Les gros éléments sont représentés par des chailles émoussées, à patine blanchâtre, dans lesquelles on retrouve oolites, bryozoaires, lamellibranches, ... cimentés par un quartz fibreux. Ces chailles sont en tous points identiques à celles observées au sein des formations jurassiques (Bajocien notamment). Des poudingues à patine noire, très roulés, probablement d'origine éocène, sont associés aux chailles.

Les grès observés sont soit grossiers, durs, rougeâtres, soit au contraire relativement tendres, fins, blanchâtres, avec de nombreux feldspaths vraisemblablement d'origine triasique.

Dans de nombreux secteurs (Maisonnais, Est du Châtelet,...), tout ce matériel grossier se trouve abandonné sur le substratum jurassique, voire tertiaire. Il semble que l'érosion ait déblayé le matériel le plus

fin pour ne conserver que les gros éléments. De plus, ces gros blocs se sont abaissés en même temps que leur support (érosion, dissolution) et se trouvent ainsi à des cotes inférieures à celles de leur dépôt d'origine.

Les quartz blanc laiteux constituent l'essentiel de la formation. Ils sont très usés, repris des terrains plus anciens (socle, Trias, Tertiaire). Les sables moyens sont argileux et renferment des feldspaths plus ou moins altérés. Les argiles sont gris verdâtre et, à l'exception de quelques petites lentilles isolées, elles renferment toujours un certain pourcentage de sable.

Régionalement, la Formation d'Ardentes forme un vaste cône de déjection, le matériel devenant de plus en plus fin au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la bordure du Massif central (granoclassement).

Âge de la Formation d'Ardentes (L. Clozier, communication personnelle). Des zircons éruptifs sont présents dans le détritique se rapportant à cette formation (J. Tourenq 1991, communication personnelle). L'étude typologique effectuée par J.P. Pupin (1992) a mis en évidence une relative abondance de zircons éruptifs se situant dans la fraction comprise entre 63 et 200 μm . Cette observation indiquerait qu'ils sont contemporains des émissions correspondant à la grande nappe de ponces des monts Dore.

Il serait alors possible de proposer un âge pliocène supérieur (— 3 Ma), ce qui établirait un synchronisme avec les Sables du Bourbonnais et ceux du bassin de Cosne-d'Allier. Des études complémentaires, sur d'autres gisements, doivent être envisagées pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Jusqu'à ce jour, la Formation d'Ardentes était rapportée au Plio-Quaternaire.

Quaternaire

C. Colluvions d'argilites et de chailles bajociennes sur le Toarcien.

Au Nord de Saint-Amand-Montrond, les argilites à chailles qui recouvrent le plateau dominant la cuesta des bois de Meillant ont abondamment colluvionné sur les pentes herbeuses occupées par les marnes du Toarcien.

Fv. Alluvions du Cher (niveau > 30 m) (épaisseur supérieure à 1,20 m).

Au Sud de Bruère-Allichamps, quelques petites parcelles de vignes et de vergers sont plantées sur une formation sableuse. Les sables, gris jaunâtre, sont fins à moyens, quartzo-feldspathiques, peu argileux. En surface, de nombreux blocs siliceux avec oolites jonchent le sol.

Fw. Alluvions du Cher et de la Marmande (niveau 15-30 m) (épaisseur de 4,50 m dans le forage de reconnaissance 4-2 effectué pour l'étude des fondations du lycée de Saint-Amand-Montrond). Tous les forages

ont traversé des sables argileux à granulométrie assez fine, constitués pour l'essentiel de quartz associés à quelques feldspaths. Sous les sables argileux, certains forages ont recoupé un cailloutis émoussé, calcaire, dont l'épaisseur varie de 20 à 60 cm. Quelle que soit la nature du détritique de base, ces alluvions reposent sur des argiles bariolées (épaisseur comprise entre 20 cm et 1 m) avant d'atteindre les marnes du Lias.

Fw. Alluvions de l'Arnon, de la Sinaise et du Portefeuille (niveau 15->30 m)

- **Alluvions de l'Arnon** (3,50 m dans une ancienne carrière située en bordure de la D 65, lieu-dit les Chaves : x = 589,6 ; y = 2188,4). Il s'agit d'un sable roux, très fin (granulométrie \leq à 1 mm). L'essentiel est constitué par des quartz blanc laiteux ou translucides, roulés ou émoussés et par des micas (muscovite) assez rares. La fraction argileuse, qui donne sa teinte au dépôt, ne représente qu'un faible pourcentage.

Des sables grossiers et des galets non visibles en carrière apparaissent dans les champs un peu au-dessous de la carrière. Il est probable qu'ils représentent la base de ces alluvions. Localement, les sables fins sont consolidés par un ciment siliceux. Une très belle stratification de dépôt alluvial est visible sur le front de taille.

- **Alluvions de la Sinaise** (3 m dans le forage 5-5 réalisé au-dessus d'une ancienne carrière située au Nord de Rezay). Sur 2,50 m les sables sont rougeâtres à jaunâtres, quartzo-feldspathiques, fins, à grains roulés ou émoussés. Des petits niveaux de sables plus grossiers (quelques millimètres à 1 cm) apparaissent en lits de 1 à 2 cm, à intervalles irréguliers. La base (0,50 m) se charge de sable grossier, avec des galets et des chailles dont le diamètre peut atteindre 10 cm.

- **Alluvions du Portefeuille.** Au lieu-dit Maison-du-Terray (x = 596,350 ; y = 2185,175), un petit talus (environ 1 m) montre des sables fins, peu argileux, brun rougeâtre, à la base desquels on peut observer des petits lits discontinus de quartz blanc laiteux, très roulés, grossiers (diamètre compris entre 2 et 5 cm).

Fx. Alluvions du Cher et de l'Arnon (niveau 5-15 m)

- **Alluvions du Cher** (7 m d'épaisseur dans les sablières d'Orval). Ces alluvions sont constituées par une alternance de détritique assez fin, argileux, micacé (muscovite), et de passées plus grossières. Les quartz roulés ou émoussés représentent l'essentiel du dépôt ; ils sont associés à des chailles jurassiques et à des éléments de socle. Les feldspaths sont également parfois très nombreux. La base de la formation (environ 1,50 m) apparaît plus grossière, avec des galets qui peuvent atteindre 5 à 8 cm de diamètre. L'ensemble est roux et montre de très nombreuses stratifications obliques.

- **Alluvions de l'Arnon** (3,50 m au sondage 1-2 exécuté à l'atelier des Ponts et Chaussées de Lignièrès). De haut en bas on observe sur

0,70 m un limon brun rougeâtre, sablonneux, puis sur 0,50 m la fraction argileuse augmente sensiblement, avec apparition de quartz isolés plus grossiers. Progressivement, les quartz deviennent abondants, et leur diamètre atteint les 5 cm. En contre-partie, les argiles sableuses de couleur rouille se raréfient.

RFx. Terrasse résiduelle de l'Arnon (niveau < 15 m) (épaisseur comprise entre 0 et 1 m). La rive gauche de l'Arnon, montre une surface rabotée où subsistent des alluvions irrégulièrement conservées. Par leur position altimétrique, moins de 10 m au-dessus du niveau de l'Arnon, ces alluvions sont à rattacher à la formation Fx.

Très grossières à l'Est, avec des galets de quartz dépassant les 10 cm (galets empruntés vraisemblablement à la Formation d'Ardentes), ces alluvions résiduelles s'affinent dans leur partie supérieure en allant vers l'Ouest, mais restent localement très grossières à la base sur 30 à 50 cm. Les galets sont associés à un cailloutis siliceux, de quelques millimètres à 1 cm, à éléments peu ou pas roulés, avec un pourcentage très faible de la fraction argileuse.

La base de ce détritique grossier est parfois consolidée par un ciment siliceux et forme de véritables dalles de 30 à 40 cm d'épaisseur, qui s'étendent sur plusieurs mètres carrés. Ces consolidations semblent toujours se produire au contact du Lias qui forme ici le substratum.

Fy-z. Alluvions anciennes, subactuelles et actuelles des rivières et colluvions argilo-sableuses des fonds de vallées. Ces dépôts composent le substratum des plaines alluviales et sont pour leur plus grande partie sous le niveau actuel des rivières.

- **Alluvions du Cher** (7,50 m d'épaisseur dans le forage 4-14 situé entre le Cher et le canal au Sud du Petit-Tertre ; 6,00 m en moyenne à La Laisse au Sud-Est de Noirlac). La largeur de la vallée est très irrégulière, suivant les terrains traversés ; ainsi elle atteint 1 500 m au Nord d'Orval, le Cher serpentant à travers les marnes du Toarcien, pour se réduire à 200 m au Sud de Bruère-Allichamps alors qu'il entaille les calcaires du Dogger. La pente de la rivière est égale à un peu plus de 1 %.

En photo-interprétation, on distingue le tracé d'anciens méandres (Fy-z[1]).

Le Cher, qui prend sa source dans le Massif central au sein des roches granitiques, charrie essentiellement des éléments siliceux : quartz, feldspaths, micas,... Toutefois, vers l'aval, lorsqu'il traverse les roches calcaires qui constituent le substratum de la Champagne berrichonne, il s'enrichit en pourcentage variable d'éléments calcaires suivant le lieu d'observation. Au Nord de cette carte, à Saint-Florent-sur-Cher par exemple, la teneur en calcaire dans la fraction supérieure à 5 mm avoisine les 45 %.

De l'amont à l'aval, les alluvions s'appauvrissent en éléments grossiers. À Saint-Amand-Montrond, la fraction supérieure à 5 mm est

de 25 % ; elle passe à 15 % en aval de Châteauneuf-sur-Cher, puis à 10 % à Saint-Florent-sur-Cher (1/50000 Bourges).

À hauteur de Nozières, surplombant le lit de la rivière, des niveaux lenticulaires de forme arrondie (épaisseur moyenne 0,50 cm), riches en matière organique, apparaissent au sein des alluvions. Ces niveaux ont livré une microflore à grains de pollens triporés, tricolporés et polyporés récents (*Betula*, *Quercus*, chénopodiacées).

- **Alluvions de l'Arnon** (5 m d'épaisseur dans le sondage 1-3 situé dans la prairie proche du château de Lignières). L'Arnon, qui prend sa source dans les premiers contreforts du Massif central, a des matériaux constitutifs qui sont identiques à ceux des alluvions du Cher. Nous retiendrons que la plaine alluviale est recouverte par un limon finement sableux sur 50 à 80 cm, qui surmonte un détritique beaucoup plus grossier.

Les alluvions anciennes, récentes et actuelles, autres que celles du Cher et de l'Arnon, sont peu développées sur le territoire de la feuille. Les principales rivières sont la Sinaise et le Portefeuille, affluents de l'Arnon, et la Loubière affluent du Cher. Proches de leur source, elles ont des vallées le plus souvent étroites et sont tapissées par des alluvions peu épaisses, généralement argilo-sableuses, alimentées latéralement par les formations géologiques traversées. Elles renferment également quelques éléments grossiers (chailles) empruntés aux terrains traversés, éléments qui ont subi peu ou pas de transport vu le faible débit de ces cours d'eau.

- **Alluvions et colluvions des fonds de vallons.** Les alluvions de fond de vallons passent dans la partie amont à des colluvions. Ce passage est toujours progressif et ne peut être indiqué. Quel que soit le cas, ces dépôts sont peu épais, généralement inférieurs au mètre. Leur largeur est également faible et parfois ils se confondent avec les colluvions de l'un des versants.

À l'échelle de la carte, leur cartographie permet de lire plus aisément la dissymétrie des versants et montre l'érosion en « doigts de gant » des formations superficielles. À l'échelle régionale, cette cartographie apporte des éléments sur la structure, les directions préférentielles de drainage, les directions tectoniques (Debrand-Passard *et al*, 1989). Enfin, la représentation sur le fond topographique d'un chevelu hydrographique aussi détaillé, apporte, lors des levés, un moyen non négligeable de repérage.

B. Couverture argilo-limoneuse et sableuse (épaisseur estimée à 1 m). Au NNW d'Ineuil, quelques placages de limons sableux recouvrent les terrains marno-calcaires du Callovien. Un doute subsiste sur l'interprétation à donner à ces limons. S'agit-il de limons éoliens des plateaux, de l'altération *in situ* des marno-calcaires du Callovien, ou d'un horizon fin qui appartiendrait à la Formation d'Ardentes? Il a été constaté en quelques points la présence de galets à la base, mais aucun élément grossier ne semble se surimposer à cette formation

limoneuse. Tout au plus se charge-t-elle localement en sable, mais de granulométrie relativement fine.

X. Remblais. Ces zones très limitées sont localisées à proximité de la gare de Saint-Amand-Orval et, un peu plus au Sud, dans la vallée du Cher face aux carrières du Petit-Tertre. Des remblais non répertoriés existent également au niveau du tracé de l'autoroute et de la ligne de chemin de fer.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

La transgression triasique venant du bassin de Paris a atteint la région au *Trias supérieur*. Des reliefs subsistaient dans le socle du littoral. Ils ont conditionné une sédimentation variée et hétérogène. Chenaux et ravinements sont fréquents, mais on peut observer des dépôts horizontaux.

Au *Rhétien*, les sables kaoliniques sont alimentés par les massifs de leucogranites situés au Sud de l'aire de dépôt, dans la partie septentrionale du Massif central. Il s'agit vraisemblablement d'une formation deltaïque, mieux classée que le Trias gréseux.

L'Hettangien débute par des faciès argileux (argilites rouges et vertes) et des dolomies qui passent à des calcaires de plus en plus riches en faune : ostracées à la base, puis gastéropodes et échinodermes très généralement réduits à l'état de bioclastes. Ces faciès alternent avec des calcaires argileux ou dolomitiques qui témoignent de la pérennité des conditions de dépôt.

Ce n'est qu'avec le *Sinémurien* qu'apparaissent les calcaires à gryphées qui indiquent des conditions littorales dues à une transgression. Des calcaires fins alternent avec des marnes de plus en plus abondantes qui marquent l'approfondissement des dépôts. Les faciès littoraux du Sinémurien supérieur (= Lotharingien) se sont déposés beaucoup plus loin au Sud et ont été érodés. Au Lotharingien moyen, et dans la base du Lotharingien supérieur, des marnes versicolores sont peut-être le témoin d'événements contemporains de la « crise lotharingienne » connue à l'Ouest et au Sud du Massif central (Poitou, Quercy, Grands-Causse : Michard *et al.*, 1979; Lefavrais et Lafaurie, 1980). Toutefois, le Lotharingien supérieur, marin et beaucoup plus riche en ammonites (*Paltechioceras* et *Leptechioceras* abondants), garde le même faciès marneux que le Lotharingien inférieur et moyen.

Ces faciès argileux persistent au *Carixien* et au *Domérien* ; seul le Domérien supérieur montre des faciès de plus en plus calcaires en allant vers l'Ouest, ce qui indique une côte de plus en plus proche.

La transgression reprend au *Toarcien* avec le dépôt des « schistes carton », suivi de nouveau par des argilites qui rapidement indiquent

des conditions régressives (cristaux d'anhydrite, nodules siliceux, puis argilites et enfin oolites ferrugineuses).

L'*Aaléno-Bajocien* est nettement individualisé par rapport à celui étudié sur les feuilles voisines Dun-sur-Auron et Nérondes (Lablanche, 1992, 1993). Influencée par le jeu de failles synsédimentaires, toute cette zone d'affleurement se comporte comme un panneau surélevé. Les faciès marneux appartenant au Bajocien supérieur, qui dépassent 30 m d'épaisseur à l'Est (feuille à 1/50000 Dun-sur-Auron), font place sur la carte Saint-Amand-Montrond (tout le Bajocien confondu) à 60 à 80 m de calcaires à chailles riches en échinodermes, entroques, bryozoaires, spicules,... indiquant un milieu infralittoral.

Le *Bathonien*, constitué pour l'essentiel de calcaires oolitiques, avec des stratifications obliques, matérialise un milieu de dépôt très peu profond. Comme pour le Bajocien, il fait place à l'épaisse série marneuse observée plus à l'Est (feuilles Dun-sur-Auron et Nérondes). Des lacunes du Bathonien supérieur et d'une partie du Callovien inférieur sont liées à une érosion due à une phase transgressive sur tout ce secteur, qui se trouvait alors en point haut (Lablanche *et al*, 1991).

Le *Callovien* montre un empilement de dunes sous-marines, proches du littoral, constituées de calcarénites riches en entroques. À l'arrière de ces dunes sont installés un ou des lagons que des raz-de-marées ou des ouragans vidangent à plusieurs reprises (*cf.* « Description des terrains »).

Le début du Callovien supérieur enregistre une phase d'approfondissement qui s'accroît à l'*Oxfordien inférieur* avec l'apparition de marnes à fossiles ferrugineux renfermant une faune ammonitique de milieu assez profond.

À la fin du Jurassique supérieur, une émergence suivie d'une importante phase d'érosion précède le retour de la mer dans le bassin de Paris, mais pas forcément dans la région de Saint-Amand-Montrond. L'émergence est définitive à la fin du Crétacé et un vaste glacis s'étend au Nord du Massif central. Des fleuves ou rivières torrentiels le parcourent, dont quelques traces peuvent être encore observées.

Une phase de cuirassement se manifeste vers la fin de l'Éocène, l'altération (cuirasse rouge brique) pouvant atteindre la dizaine de mètres. Des phénomènes de décalcification, de silicification et la formation de carapaces ferralitiques accompagnent le cuirassement.

Au *Priabonien*, une importante phase distensive E-W affecte l'Europe occidentale (fossés des Limagnes, de Bresse, d'Alsace) qui dans la région se traduit par la mise en place de grabens de direction N160 à N140. Ces grabens sont le siège d'une sédimentation lacustre à palustre. Toutefois, le bassin de Lignières se distingue par l'arrivée massive de détritiques fins, sables et argiles kaoliniques. La fin du

remplissage des bassins lacustres se marque localement par des dépôts de gypse (Les Usages-de-Meillant : Lablanche, 1993).

Postérieurement, une érosion d'abord chimique, avec prédominance de dissolution, se développe aux dépens des formations carbonatées. Au *Pliocène supérieur*, en liaison probable avec un relèvement du Massif central, un climat plus froid et une pluviométrie abondante, le Massif central et sa bordure nord sont puissamment érodés et d'immenses cônes de déjections, type Formation d'Ardenes, se développent au pied des reliefs.

L'érosion quaternaire qui succédera sera responsable de l'entaillement des vallées, pour partie calées sur la structuration méridienne réactivée au Plio-Quaternaire.

TECTONIQUE

Le socle du Bassin parisien est découpé par des grandes structures décrochantes ou chevauchantes (fig. 4 : faille Bray—Vittel, faille Seine—Sennely et faille de Sancerre) qui définissent trois grands blocs tectoniques (Héritier et Villemin, 1971 ; Autran *et al*, 1976) :

- à l'Ouest, le bloc armoricain ;
- au Nord, le bloc ardennais ;
- au Sud-Est, le bloc bourguignon.

Le sous-bloc biturige (Debéglija et Debrand-Passard, 1980), partie orientale du bloc armoricain, est délimité à l'Ouest par la faille de Sennely, à l'Est par la faille de Sancerre.

Le territoire couvert par la feuille à 1/50000 Saint-Amand-Montrond est situé sur le sous-bloc biturige en bordure de la faille de Chezal-Benoit qui constitue le prolongement méridional de la faille de Sennely. La région appartient au domaine structural centre-armoricain (Autran et Dercourt, 1980) dont le soubassement est constitué de terrains d'âge briovérien et paléozoïque peu métamorphisés.

GRANDS TRAITES DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU SUD DU BASSIN DE PARIS

Les événements paléozoïques et antérieurs

• **État de la connaissance.** Pour C. Weber (1973), l'anomalie magnétique du bassin de Paris et les failles qui l'accompagnent (failles de la Seine, de Sennely, de Sancerre) auraient pour origine une suture hercynienne. La faille de Sennely pourrait être individualisée dès cette époque.

La tectogenèse éohercynienne se caractérise par une compression intense soulignée par des empilements d'unités lithostratigraphiques et la

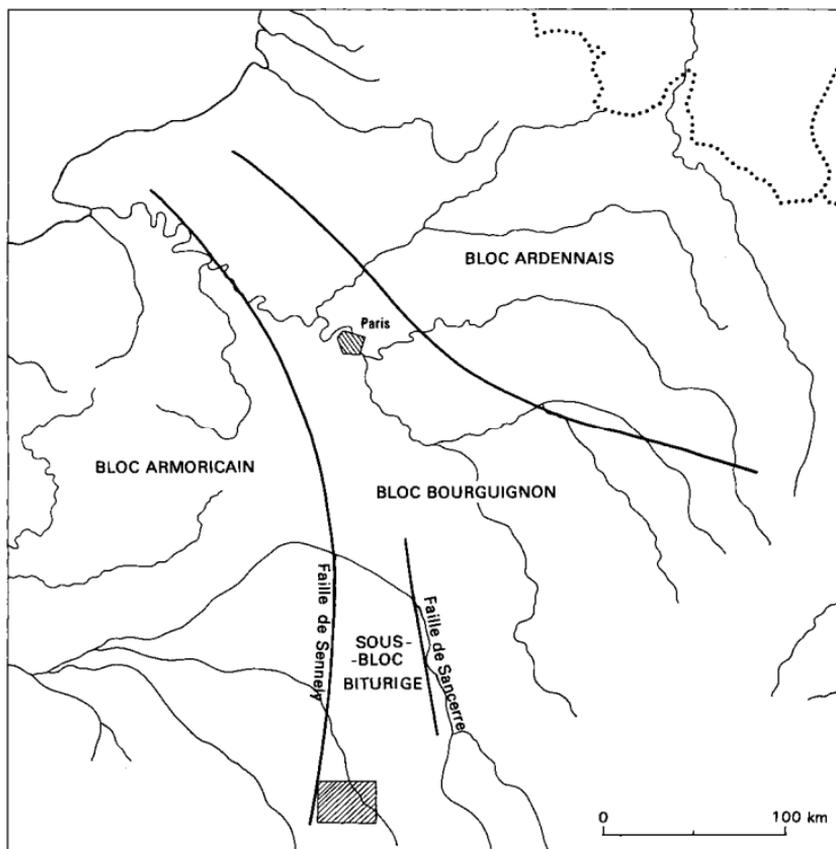


Fig. 4 - Schéma de la structuration en blocs du substratum du bassin de Paris (Debégliá *et al.*, 1980)

création de couloirs de cisaillement de direction armoricaine N120°E (Castaing *et al.*, 1984).

Toutefois, l'essentiel de la structuration de ce domaine s'est réalisé durant la phase hercynienne (Namurien—Stéphanien) sous l'effet d'une compression N-S qui développe des plis droits et simples le long des grands accidents qu'elle induit (Autran et Cogné, *in* Autran *et al.*, 1980).

Vers la fin du Stéphanien B et le début du Stéphanien C (300 Ma), une compression NW-SE produit localement des distensions à l'origine des petits fossés qui, au Sud du bassin de Paris, vont accueillir les dépôts carbonifères (Blès *et al.*, 1989). Postérieurement, le domaine centre-armoricain subit les effets des grands événements structuraux qui se produisent dans son environnement plus ou moins lointain. C'est le cas de la distension N-S, Stéphanien terminal—Autunien (295 Ma), qui dans la région est responsable de la création de bassins permien cachés (fig. 5, en pages centrales), tel le bassin de Château-roux (Debégliá et Debrand-Passard, 1980).

• **Données gravimétriques.** Les données disponibles résultent de campagnes de mesures réalisées de 1951 à 1955 par le BRGM ou la CGG avec une densité de stations variant de 1 à 0,2 par km², complétées en 1988 par un levé de détail du site de Couy (Géologie profonde de la France: GPF). Ces données ont été interprétées lors de synthèses précédentes (Weber, 1973; Debégliia et Debrand-Passard, 1980). Dans le cadre du levé géologique du 1/50000 Saint-Amand-Montrond, une nouvelle interprétation, rendue possible grâce à l'amélioration des techniques de traitements gravimétriques, a été entreprise afin de préciser la structure du socle de la région. Cette interprétation (fig. 6 et 7) est basée sur une analyse automatique des gradients horizontaux et verticaux du champ gravimétrique (Castaing et Debégliia, 1992). Elle a été réalisée à l'aide du module d'analyse structurale inclus dans le logiciel GMI-PACK (Total-BRGM). Le schéma qui en résulte fait apparaître les principaux ensembles lithologiques dont les densités contrastent de manière importante par rapport à la densité moyenne du socle (granites, roches basiques) et les accidents qui les affectent.

Du point de vue de la lithologie on reconnaît ainsi la partie occidentale du granite de Vatin, l'extrémité nord de la chaîne leucogranitique de la Marche et les leucogranites du bloc bourguignon, caractérisés par des anomalies négatives. De fortes anomalies positives signalent :

la présence de l'axe basique Champtoceaux-Thouars- Berry qui jalonne d'Ouest en Est la bordure nord du Massif central ;

les structures de Saint-Amand-Montrond et de Ilun-sur-Buron ;

- l'axe méridien Couy Cerilly (0) qui se superpose à la partie sud de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. Les résultats du sondage GPF de Couy conduisent à interpréter ces dernières structures comme des remontées du complexe leptyno-amphibolique connu à l'affleurement dans le Massif central et en Vendée dans la nappe de Champtoceaux. Le bassin permocarbonifère de Bourges se manifeste plus discrètement par une atténuation des anomalies gravimétriques associées au socle sous-jacent.

Un important réseau d'accidents recoupe ou souligne les structures précédentes. Les accidents N-S (faille de Sancerre) et N30-40°E sont nettement prédominants à l'Est sur le sous-bloc biturige. Les accidents N1 10-120°E caractérisent la structuration armoricaine et ceux E-W soulignent la bordure nord du Massif central. Ils dominent à l'Ouest tandis que les accidents N-S sont plus discontinus. Ainsi, la faille de Sennely paraît correspondre à un réseau de fractures de près de 30 km de large au sein duquel on distingue plusieurs accidents importants

(1) la faille de Châteauneuf-sur-Cher, immédiatement à l'Ouest de Bourges, coïncide au niveau du socle à un brutal élargissement, en direction de l'Est, du bassin permocarbonifère de Bourges ;

(2) la faille Sennely Chezal-Benoit à l'Est de Vierzon, accident précédemment choisi (Debégliia et Debrand-Passard, 1980) comme bordure occidentale du sous-bloc biturige, limite l'extension vers l'Est du granite de Vatin ;

(3) la faille d'Issoudun qui limite le graben de Von vers l'Est (Debrand-

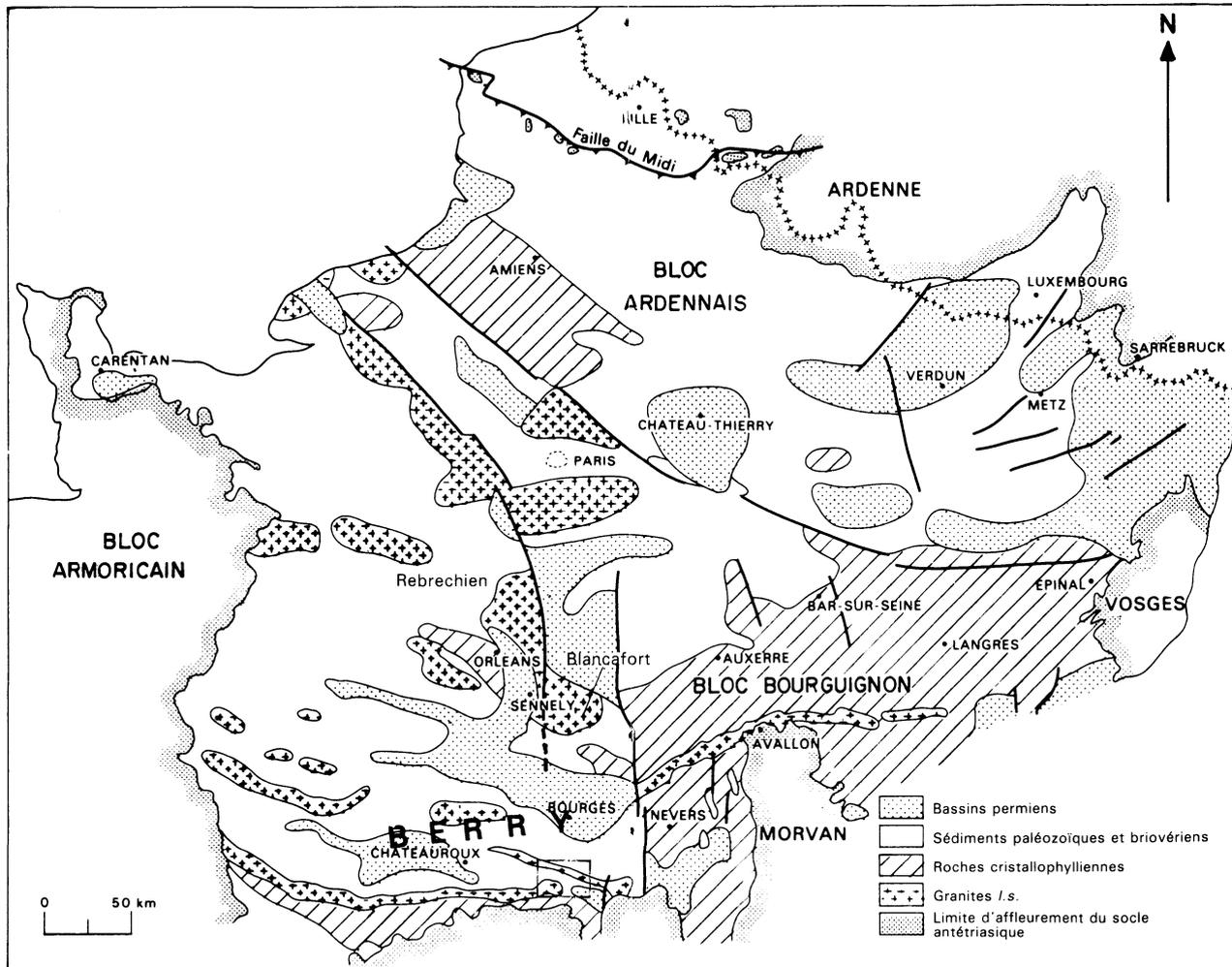


Fig. 5 - Structure du socle du bassin de Paris (d'après N. Debégli, 1977)

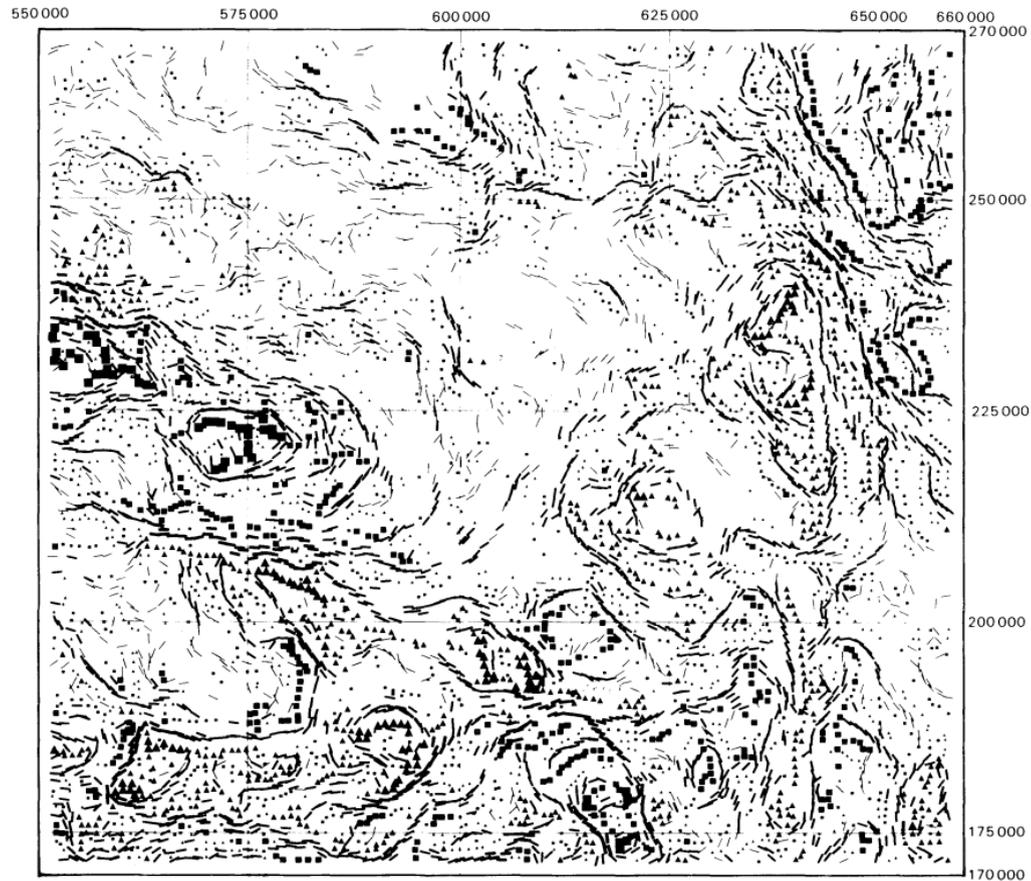


Fig. 6 - Données gravimétriques. Traitement non interprété

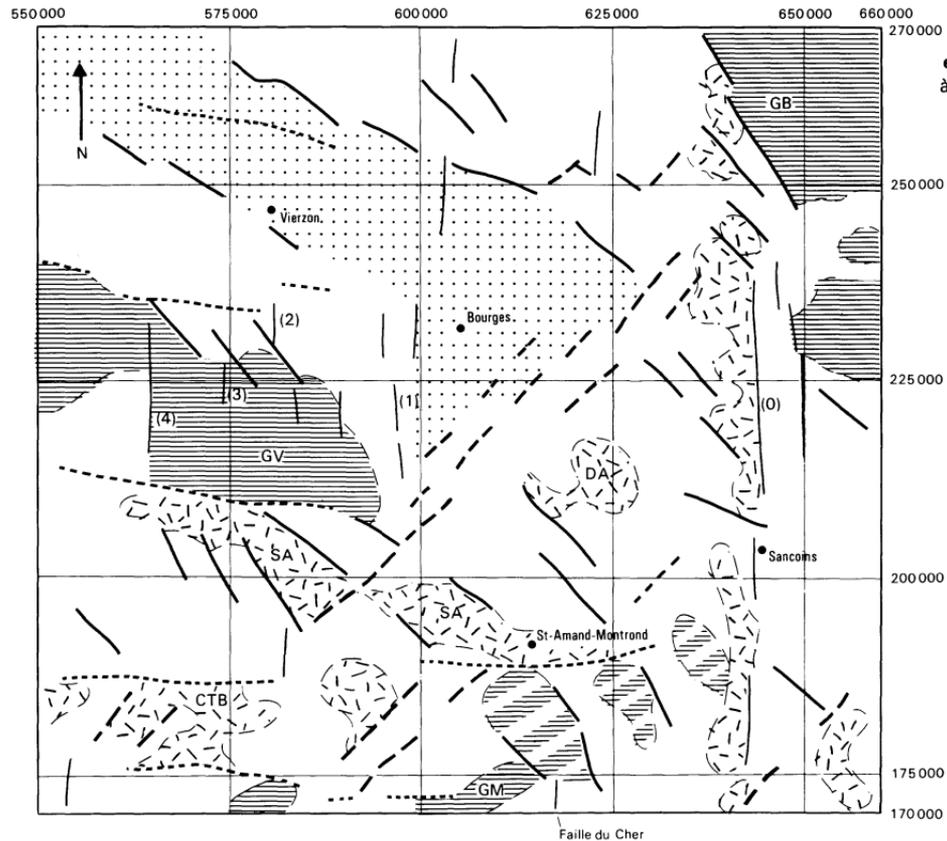


Fig. 7 - Interprétation de la structuration et de la lithologie du socle du bassin de Paris à partir des données gravimétriques (N. Debéglià)

GV : granite de Vatan
 GM : leucogranite de la Marche
 GB : granite du bloc bourguignon
 CTB : axe Champtoceaux-Thouars-Berry
 SA : structure de St-Amand-Montrond
 DA : structure de Dun-sur-Auron

(0), (1), (2), (3), (4) : voir texte

Principales failles suivant leur direction
 (cf. texte "données gravimétriques")

- N-S
- - - N30-40E
- N110-120E
N150-160E
- E-W
-  Leucogranites
-  Roches basiques
-  Bassin permocarbonifère de Bourges



Passard, 1979) et semble abaisser le compartiment oriental du granite de Vatan ;

(4) enfin, encore plus à l'Ouest, une autre série de discontinuités qui affectent également le granite de Vatan :

— les failles de direction N30-40°E intéressent principalement le sous-bloc biturige et sont limitées vers l'Ouest par l'accident de Châteauneuf-sur-Cher (1) et vers l'Est par la faille de Sancerre. Elles délimitent le graben de Gron (Debéglija et Debrand-Passard, 1980; Debrand-Passard *et al.*, 1992),

— les accidents N110-120°E caractérisent la structuration armoricaine et sont parallèles aux limites du bassin permo-carbonifère de Bourges,

— les accidents N150-160°E structurent le socle dans la partie méridionale. Leur identité et leur genèse ne sont pas clairement établies. Leur âge pourrait être stéphanien (Castaing *et al.*, 1984).

En résumé, du strict point de vue de la gravimétrie, plusieurs failles méridiennes d'apparence discontinue peuvent jouer le rôle de limite occidentale du sous-bloc biturige :

— Sennely—Chezal-Benoit ;

— Châteauneuf-sur-Cher.

Au vu de son jeu au cours du Jurassique, la faille de Chezal-Benoit paraît la plus probable (Debéglija et Debrand-Passard, 1980). En aucun cas ce rôle ne peut être tenu par la faille du Cher que l'on perd immédiatement au Nord de Saint-Amand-Montrond. De plus, aucun relais ne semble exister entre la faille du Cher et la faille de Sennely (fig. 7), contrairement à ce que suggèrent J.P. Gély *et al.* (1992).

Les événements mésozoïques

Le levé cartographique du Sud du bassin de Paris et différentes études microstructurales (Debrand-Passard et Gros, 1980; Lerouge, 1984; Freytet *et al.*, 1986; Blés *et al.*, 1989) soulignent le caractère polyphasé de la tectonique posthercynienne, essentiellement cassante, qui affecte cette région. Les différents états de contrainte qui s'y exercent ont pour effet de réactiver les principales failles présentes dans le socle. Ainsi, les failles affectant la couverture se localisent à l'aplomb des structures cassantes hercyniennes du socle et montrent sensiblement les mêmes orientations. Régionalement, ces accidents à jeu mésozoïque peuvent contrôler la sédimentation (Debrand-Passard, 1982; Lorenz *et al.*, 1984; Lerouge, 1984; Gély *et al.*, 1992); toutefois, dans les limites du 1/50000 Saint-Amand-Montrond, de tels jeux synsédimentaires semblent de peu d'importance.

• **Trias (245 à 215 Ma).** La faille de Sennely sépare un compartiment effondré à l'Ouest, siège d'une importante sédimentation, d'un compartiment plus stable à l'Est (Lefavrais-Raymond, *in* Debrand-Passard, 1982).

• **Jurassique (205 à 130 Ma).** Il se caractérise par un régime distensif WNW-ESE (Sinémurien—Pliensbachien) en relation avec les ouvertures des océans Ligure et Atlantique (Gros *et al.*, 1981 ; Lerouge,

1984; Blès *et al*, 1989; Debrand-Passard *et al*, 1992). Cette distension joue un rôle non négligeable lors de la sédimentation du Jurassique, en activant les structures subméridiennes.

Ainsi, au Lias inférieur (205 à 180 Ma) le sous-bloc biturige se structure selon une direction N40°E. Cette tectonique est responsable de l'effondrement du graben de Gron (Debrand-Passard *et al*, 1992), mais elle induit aussi un basculement du bloc armoricain en direction de l'Est (Lefavrais-Raymond, *in* Mégnien, 1980 : pl. L7 ; Héritier et Villemin, 1971).

La faille de Sennely (et son prolongement de Chezal-Benoit) continue à jouer au Dogger (180 à 155 Ma), favorisant l'accumulation des sédiments sur sa bordure ouest (Giot, *in* Mégnien, 1980 : pl. JM 3 et JM 5). Parallèlement, de nouveaux jeux distensifs induisent des basculements de direction NNE-SSW (Lablanche *et al*, 1991).

À la fin du Dogger, un exhaussement de la partie sud-est du bloc armoricain a pour conséquence une lacune, érosion ou non-dépôt. Le Bathonien supérieur, le Callovien, l'Oxfordien inférieur et la partie inférieure de l'Oxfordien moyen manquent, alors que la sédimentation est plus continue sur le sous-bloc biturige. À l'Oxfordien supérieur, un nouveau rejeu de la faille de Sennely individualise, sur sa bordure ouest, un graben au sein duquel se mettent en place les Calcaires de Von (Debrand-Passard, 1979, 1982). Ce jeu est suivi par une accentuation de la sédimentation sur le bloc armoricain. Progressivement, celle-ci se rééquilibre de part et d'autre de la faille de Sennely avant qu'un nouveau rejeu de cet accident, à la fin du Jurassique ou au début du Crétacé, entraîne un affaissement de la partie ouest. Ainsi, les faciès purbeckiens, bien développés au niveau de Vierzon sur le bloc armoricain, sont inconnus sur le sous-bloc biturige (Debrand-Passard, 1977, 1982).

- **Crétacé (135 à 65 Ma).** Au Nord de Vierzon, la faille de Sennely conserve une certaine activité. La mer hauterivienne, en provenance de l'Est, ne s'étend pas au-delà de la faille de Sennely (Mégnien, 1980 : pl. Ci 2). Des rejeux d'accidents satellites sont possibles au Barrémien (feuille à 1/50 000 Vierzon).

Au Sud, l'érosion ou le non-dépôt des terrains de cet âge ne permet pas d'extrapolations.

Les événements du Paléogène

- **Éocène moyen à supérieur (Lutétien, Bartonien, Priabonien pars : 65 à 35 Ma).** Cette période se marque par le développement d'un régime compressif pyrénéen N-S à NNE-SSW (Debrand-Passard et Gros, 1980; Lerouge, 1984; Bergerat, 1985; Blès *et al*, 1989). Cette compression fait jouer en décrochement dextre les structures subméridiennes, et en faille inverse les accidents E-W du socle. Au niveau de la couverture sédimentaire, elle induit, outre le rejeu des accidents du socle, le développement d'ondulations anticlinales WNW-ESE à E-W (anticlinaux de Châteauroux, Graçay et Saint-Martin-d'Auxigny).

Microtectonique. Elle se manifeste par une intense stylolitisation des ensembles carbonatés du Jurassique et la formation de deux familles de fractures décrochantes, les unes dextres, les autres senestres (Debrand-Passard et Gros, 1980; Gros et Martin, 1981). Les pics de stylolites sont toujours subhorizontaux et varient en orientation de N160° à N20°E, avec un maximum à N10°E. Les petites failles se répartissent en deux familles :

— une famille de direction moyenne N160° à N170°E. Les stries portées par les miroirs de ces failles sont très peu pentées (pitch compris entre 0 et 25°). Elles caractérisent un mouvement décrochant dextre ;

— une famille de direction moyenne N30°E, représentée par de petites failles très nombreuses. Les stries visibles sur les miroirs sont peu pentées et témoignent d'un mouvement senestre.

Ces divers jeux de fracture indiquent que les directions conjuguées N160° et N30°E constituent un système simple de fracturation apparu sous l'effet d'une compression horizontale proche de N-S. La présence de pics stylolitiques orientés suivant cette direction vient confirmer cette interprétation. Ces cassures s'accompagnent, sur le bloc armoricain, de légères ondulations de direction WNW-ESE à l'origine des anticlinaux de Saint-Martin-d'Auxigny, Graçay, Francillon (feuilles à 1/50 000 Saint-Martin d'Auxigny, Vierzon, Châteauroux) et, sur le sous-bloc biturige, des plis de la forteresse de Montrond, des anticlinaux du Grand et du Petit-Terre, et de la faille inverse de la bordure nord de la forteresse.

A ces événements sont également attribuées des fractures ouvertes à remplissage de sédiments détritiques de type Brenne, visibles sur la commune d'Arcomps, à proximité du Petit-Bonnefond (x = 604,150; y = 2186,225; z = 216 m NGF). La fracturation secondaire du remplissage, de direction méridienne, n'est pas datée.

• **Éocène terminal et Oligocène inférieur (35 à 30 Ma).** Cette période se caractérise par un régime distensif, ENE-WSW à l'origine des rifts européens (fossés des Limagnes, de Bresse, d'Alsace et, dans le Sud du bassin de Paris, de divers petits grabens envahis par des lacs; Debrand-Passard et Gros, 1980; Lerouge, 1984, 1987; Lorenz *et al*, 1985; Bergerat, 1985; Blès *et al*, 1989). Cette déformation, connue également sur tout le pourtour du Massif central (Bergerat, 1985; Blès *et al*, 1989), induit des rejeux en faille normale des accidents subméridiens, créant des points bas où s'installent lacs et marais (Lablanche, 1982).

Microtectonique. Elle se manifeste par des failles à jeu normal qui se produisent aux dépens des accidents préexistants N130° à N150° et N30-40°E. On observe également de petites failles normales de direction subméridienne, à faible pendage 30 à 50°. Ces failles tantôt dirigées vers l'Ouest, tantôt vers l'Est, ont une morphologie très irrégulière, guidée par la lithologie, et portent des stries très pentées qui caractérisent toujours un mouvement en faille normale. Elles sont d'autre part jalonnées par des fentes d'extension décimétriques, sub-verticales, de direction moyenne N150°E, qui confirment ce jeu en faille normale.

Les événements du Néogène l.s. (néotectonique)

- **Miocène supérieur.** Une compression alpine WNW-ESE s'exerce sur l'ensemble de la région (Debrand-Passard *et al*, 1980; Lerouge, 1984; Lorenz *et al*, 1985; Bergerat, 1985; Freydet *et al*, 1986; Blès *et al*, 1989). Cette déformation, connue également sur tout le pourtour du Massif central (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989), induit le jeu en décrochement des failles du socle de direction proche de E-W, et en faille inverse de celles d'orientation subméridienne ; c'est notamment le cas de la faille de Sennely (Trémolières, 1981).

Microtectonique. À partir de l'Oligocène mais surtout au Miocène et au Pliocène inférieur, une compression WNW-ESE (Debrand-Passard et Gros, 1980; Gros et Martin, 1981; Debrand-Passard, 1982; Castaing *et al*, 1984) se marque particulièrement au niveau de la petite fracturation. Elle est responsable des petites cassures de directions dextres et senestres, ainsi que des stylolites à pics horizontaux d'allongement N120°E.

- **Pliocène à Quaternaire.** Pour les périodes récentes (Plio-Quaternaire), les analyses microtectoniques ne permettent pas de déterminer l'état des contraintes. Toutefois, plus au Sud, dans le Massif central (Blès *et al*, à paraître), les mesures réalisées *in situ* montrent que cette région est soumise à une compression NW-SE (régime décrochant distensif) qui pourrait induire localement des jeux en faille normale des accidents subméridiens (Cornet et Burlet, 1992).

Au Pliocène supérieur (?) une compression N-S induit de petits plissements dans le Sud du bassin de Paris. Le bassin de Lignières est faillé (accidents de l'Arnon) mais aussi déformé, d'où sa forme en gouttière. Postérieurement, sur les parties hautes, les dépôts ont été érodés, alors que dans la partie la plus profonde de la gouttière ils étaient protégés. Le compartiment ouest, moins affecté, a subi une érosion générale réduisant l'épaisseur des Argiles de Lignières à une vingtaine de mètres. Tout ceci explique l'aspect actuel quelque peu déconcertant.

Il est tentant de relier à la même époque la formation des anticlinaux du Grand et du Petit-Tertre ainsi que la faille inverse de Montrond. Cette hypothèse semble toutefois improbable, une telle intensité de déformation étant inconnue à cette époque. La compression pyrénéenne apparaît donc la seule coupable, ce qui n'exclut pas une accentuation des plissements au Pliocène, dont témoigne la déformation de la partie orientale du bassin de Lignières.

Pour la période quaternaire, les faits sont plus difficiles à établir. Au Nord de Vierzon, le réseau hydrographique, faille de la Sanguette, souligne l'accident de Sennely (Debrand-Passard *et al*, 1989). De même, plus au Sud, le levé du 1/50 000 Vatan (Debrand-Passard *et al*, 1978) a permis la mise en évidence d'un jeu quaternaire pour un accident parallèle à la faille de Sennely. Ce rejeu est confirmé pour les cent dernières années par une étude de comparaison des nivellements (Delfaud et Lenôtre, 1992), mais l'affaissement concerne cette fois le bloc armoricain et plus spécifiquement sa partie méridionale.

L'accident de Chezal-Benoit

Il marque la limite entre le bloc armoricain et le sous-bloc biturige (Debégliia et Debrand-Passard, 1980 ; Debrand-Passard, 1982). Géographiquement, il est situé immédiatement à l'Ouest du sondage de Chezal-Benoit (545-8-1), feuille à 1/50000 Issoudun.

Plus au Sud (feuille à 1/50000 La Châtre), il se relie à la faille de La Châtre avant de s'interrompre sur la grande faille W-E du Massif central, dite faille de la Marche. Dans la zone d'affleurement du socle paléozoïque, en domaine de nappes, son tracé ne permet ni de quantifier son rejet, ni de préciser si l'un des panneaux, occidental ou oriental, est affaissé par rapport à l'autre. Quelques différences s'observent cependant, matérialisées par la présence de nombreux plutons granitiques dans le seul panneau occidental. L'étude gravimétrique (N. Debégliia, cf. *supra*) suggère que ces granites se poursuivent dans le compartiment oriental. Dans cette hypothèse, ce dernier serait abaissé par rapport au compartiment occidental.

Au niveau du Trias et du Lias (Lorenz *et al*, 1975; Fraisse *et al*, 1986; feuilles à 1/50000 Ardentes et La Châtre), le jeu de cet accident reste mal connu, la cartographie n'ayant pas été effectuée dans une optique structurale. Des décalages sont toutefois observables.

À la fin du Dogger et au début du Malm, cet accident sépare un domaine émergé appartenant au bloc armoricain, d'un domaine submergé se rattachant au sous-bloc biturige. Ainsi, à l'Est de Pruniers (feuille à 1 / 50 000 Ardentes), la partie supérieure de l'Oxfordien moyen repose, par l'intermédiaire d'une surface durcie, directement sur le Bathonien oolitique non terminal. Quelques kilomètres plus à l'Est, dans le forage de Chezal-Benoit (545-8-1, feuille à 1/50000 Issoudun), la série jurassique se complète : Bathonien supérieur, Callovien, Oxfordien inférieur, base de l'Oxfordien moyen (Debrand-Passard, 1982), à l'image de celle de la feuille Châteauneuf-sur-Cher (Lablanche, 1984).

Des preuves de deux phases érosives, l'une au Callovien supérieur, la seconde à l'Oxfordien inférieur, sont données par l'existence de deux niveaux versicolores ; leur teinte a pour origine la resédimentation d'argiles détritiques rubéfiées à l'émersion. Cette teinte lie-de-vin s'estompe progressivement en s'éloignant de Chezal-Benoit (Debrand-Passard, 1982; Lablanche *et al*, 1991). Le bloc armoricain, à l'Ouest de Chezal-Benoit, dépourvu de sédiments marins pendant une vaste période comprise entre le Bathonien et l'Oxfordien moyen, apparaît comme la seule patrie possible pour ces argiles oxydées.

Plus au Nord, à l'Oxfordien supérieur, un rejet distensif W-E, au niveau de la faille de Chezal-Benoit et de ses satellites, induit la

création d'un mini-graben où vont se mettre en place les Calcaires de Von (Debrand-Passard, 1979).

Encore plus au Nord, au Tithonien terminal (anciennement Portlandien), les faciès purbeckiens ne sont connus que sur le bloc armoricain (Debrand-Passard, 1977).

La distension fini-éocène—oligocène génère un graben compris entre cet accident et la faille de Bommiers plus à l'Ouest (feuilles à 1 / 50 000 Issoudun et Ardentes).

Enfin, des études néotectoniques (Debrand-Passard, 1978 ; Delfaud et Lenôtre, 1992) soulignent le rejeu quaternaire d'un satellite de l'accident de Chezal-Benoit. La première étude se rapporte à une longue période du Quaternaire et suggère un abaissement du panneau oriental ; la seconde, qui porte sur les cent dernières années (comparaison des nivellements de la France), montre un jeu inverse de toute la partie méridionale du bloc armoricain par rapport au sous-bloc biturige. Cette inversion est à l'image des jeux antérieurs observés tant au cours du Mésozoïque que du Cénozoïque.

LES MANIFESTATIONS TECTONIQUES DANS LE PÉRIMÈTRE DE LA FEUILLE

Principaux accidents

Un examen rapide du schéma structural et de l'esquisse du toit du Lias (fig. 8) révèle plusieurs directions d'accidents :

- N-S, le plus souvent à regard W ;
- N150-160°E, dans les environs immédiats de Saint-Amand-Montrond ;
- N140°E, liée au bassin lacustre de Châteauneuf-sur-Cher ;
- N110-120°E, en relation avec l'anticlinal de Saint-Amand-Montrond ;
- N90°E, pour les linéaments situés dans le même secteur ;
- N90° à N70°E, pour la faille inverse située immédiatement au Nord de la forteresse de Montrond.

• **Accidents méridiens.** Ces accidents ont été soit directement observés sur le terrain, soit déduits de l'interprétation des sondages ou de l'étude structurale (fig. 8). D'Ouest en Est :

— les *accidents de l'Arnon à Lignièrès*. Ces accidents situés quelques kilomètres à l'Est de la faille de Chezal-Benoit, satellites et parallèles à cette dernière, découpent le bassin lacustre de Lignièrès, d'âge éo-oligocène, en deux demi-bassins : le plus vaste et le moins profond à l'Ouest, le second à l'Est. La remontée de l'Éocène à faciès Brenne dans le panneau occidental et les résultats des nombreux forages réalisés pour cette étude, permettent d'évaluer à une vingtaine de

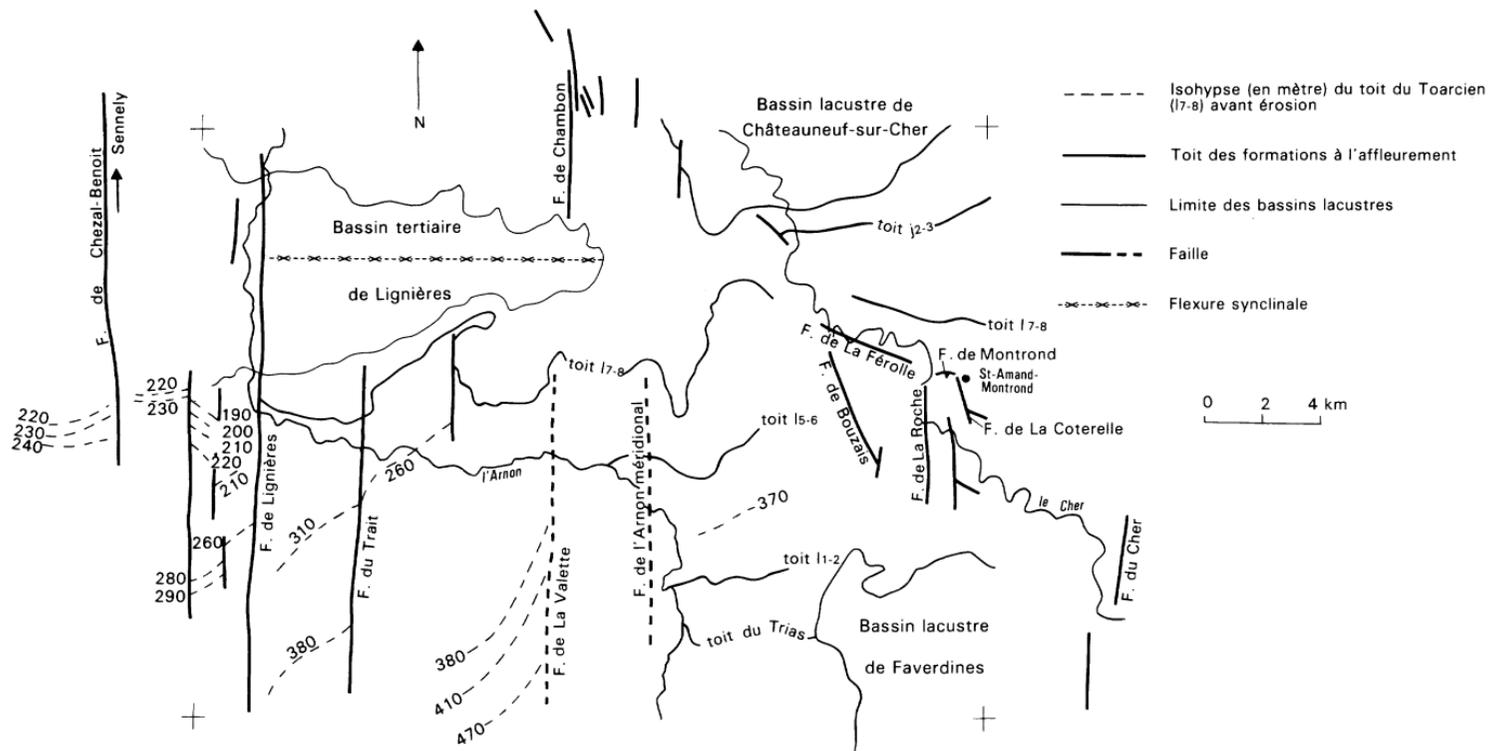


Fig. 8 - Esquisse structurale de toit du Lias

mètres le rejeu vertical de ces accidents. Plus au Sud, des inflexions du toit des différentes formations liasiques (fig. 8) laissent supposer que ces failles s'étendaient bien au-delà du bassin lacustre ;

— les *accidents du Trait* et de *La Valette*. Non observés, mal caractérisés, ces accidents pourraient expliquer certains décrochements observés aux limites des formations tant du Jurassique que du Paléogène (carte géologique et fig. 8). Leur direction se retrouve dans le cours rectiligne de certaines rivières ou ruisseaux. Directement ou indirectement, ils paraissent être des satellites de la faille de Chezal-Benoit, voire de celle du Cher (ci-après) ;

— les *accidents de Chambon* et de *l'Arnon méridional*. Il s'agit là aussi d'accidents multiples, dextres, responsables du rejet vers le Sud des affleurements callovo-oxfordiens (Lablanche, 1984 ; feuille à 1/50000 Châteauneuf-sur-Cher). Plus au Sud, le dessin en escalier de certaines limites de formations constitue un indice ténu pour une extension vers le Sud de ces accidents. Ces accidents ou flexures auraient, à la fin de l'Éocène, formé un seuil séparant le bassin de Lignières, alimenté par des détritiques fins, de celui de Châteauneuf-sur-Cher aux eaux moins turbides ;

— l'*accident du Cher*, les *failles de La Roche*. L'accident du Cher, décrit par les anciens auteurs (Grossouvre, 1885 ; Launay, 1892) vient d'être réétudié (Gély *et al*, 1992). Un jeu synsédimentaire y est noté au Trias, au Lias et au Dogger. Il marque la limite entre le Bathonien oolitique à l'Ouest et les mêmes niveaux marneux à l'Est. Cet accident se perd plus au Nord (Champagne berrichonne), probablement sur la bordure méridionale du bassin permo-carbonifère Contres—Bourges.

Les failles de La Roche, identifiées par G. Lablanche dans le cadre du levé de la carte de Saint-Amand-Montrond, apparaissent comme des satellites de l'accident du Cher.

• **Accidents N150-160°E** (*failles de Bouzais*, et de *La Coterelle*). La direction inhabituelle de ces accidents les lie à la formation et au tronçonnage de l'anticlinal de Saint-Amand-Montrond.

• **Accidents N140°E**. Peu visibles, ils sont pour partie responsables de l'effondrement à l'origine de la création de l'hémi-graben à remplissage lacustre de Châteauneuf-sur-Cher.

• **Accidents N110-120°E**. Ils s'observent au Sud de Saint-Amand-Montrond (feuilles à 1/50000 Saint-Amand-Montrond et Charenton-du-Cher) où ils sont en relation avec des accidents N160°E et découpent le Lias inférieur en compartiments progressivement rejetés vers le Sud-Est.

À l'Ouest de Saint-Amand-Montrond, au niveau de la vallée du Cher, un faisceau d'accidents de même direction, la *faille de La Ferolle*, masquée par les alluvions, est responsable des désordres qui affectent la série liasique dans le lit vif du Cher (décrochement senestre, regard S, pendage de 10 à 20°, remontée du Domérien). En relation avec ce faisceau, immédiatement au Nord, en rive gauche du Cher, J. Lorenz (1992) signale de petites failles également de direction N110°E

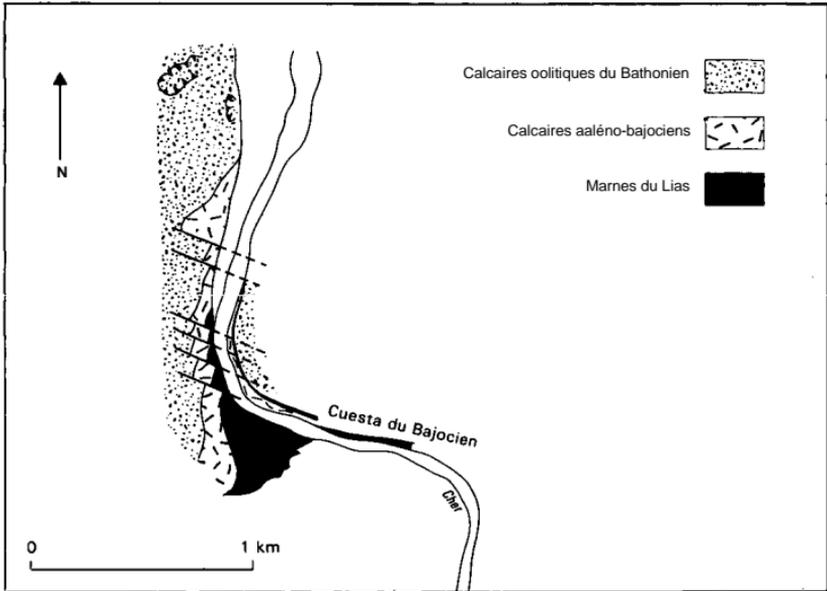


Fig. 9 - Les failles du versant de la vallée du Cher aux environs de Bruère
(J. Lorenz, 1992)

(fig. 9). Toutes remontent de quelques mètres le compartiment nord. Seule différence, invisible ou non observée, aucun mouvement décrochant n'est signalé. Dans ce secteur, en liaison avec ces failles, il faut remarquer la direction W-E que prend le cours du Cher à la faveur des discontinuités liées à la fracturation, suite au relèvement au moins apparent des panneaux septentrionaux, ou encore à la faveur d'un rejeu récent de ces accidents.

- **Linéaments W-E.** Ils se marquent en photographie aérienne, principalement dans la ville de Saint-Amand-Montrond, en zone alluviale. Artefacts ou failles, aucune explication satisfaisante ne peut être donnée en l'absence de vérifications au demeurant difficiles à réaliser en zone urbaine.
- **Faille inverse au Nord de la forteresse de Montrond.** Nous interprétons ainsi un accident non visible, orienté N70 à N90°E, mais confirmé par sondages et situé immédiatement au Nord de la forteresse de Montrond, qui met en contact le Trias avec le Carixien. Le panneau méridional est relevé et vraisemblablement chevauchant sur le panneau septentrional (fig. 10 et 11).

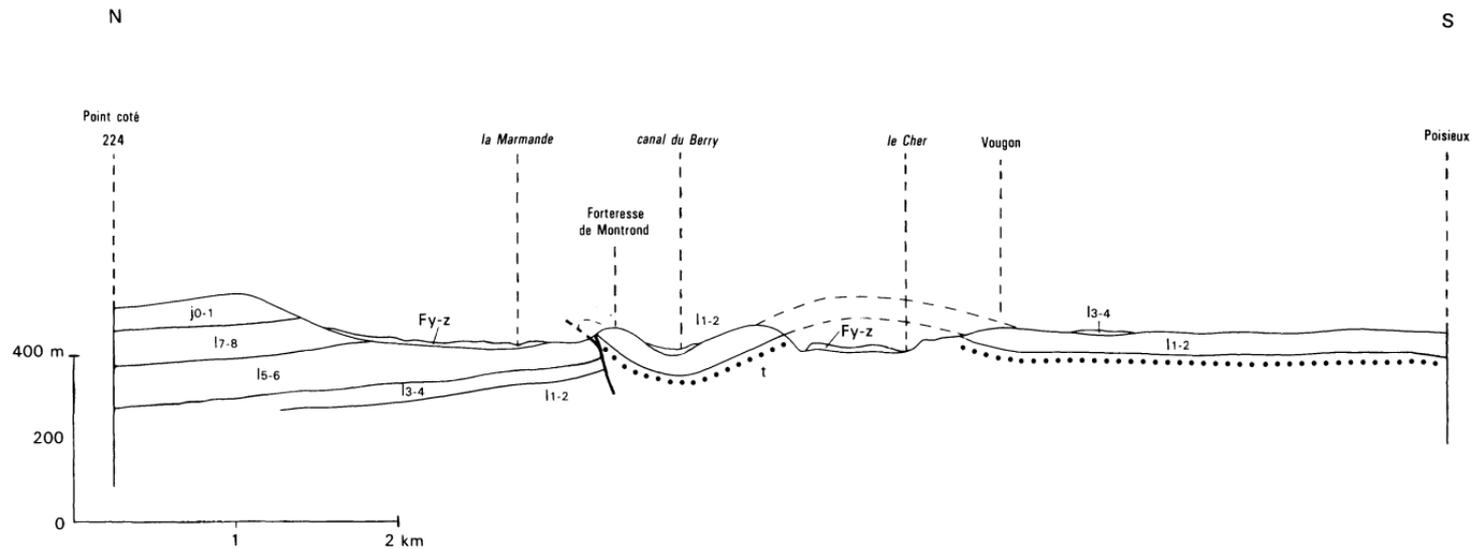


Fig. 10 - Coupe N-S à l'aplomb de la forteresse de Montrond

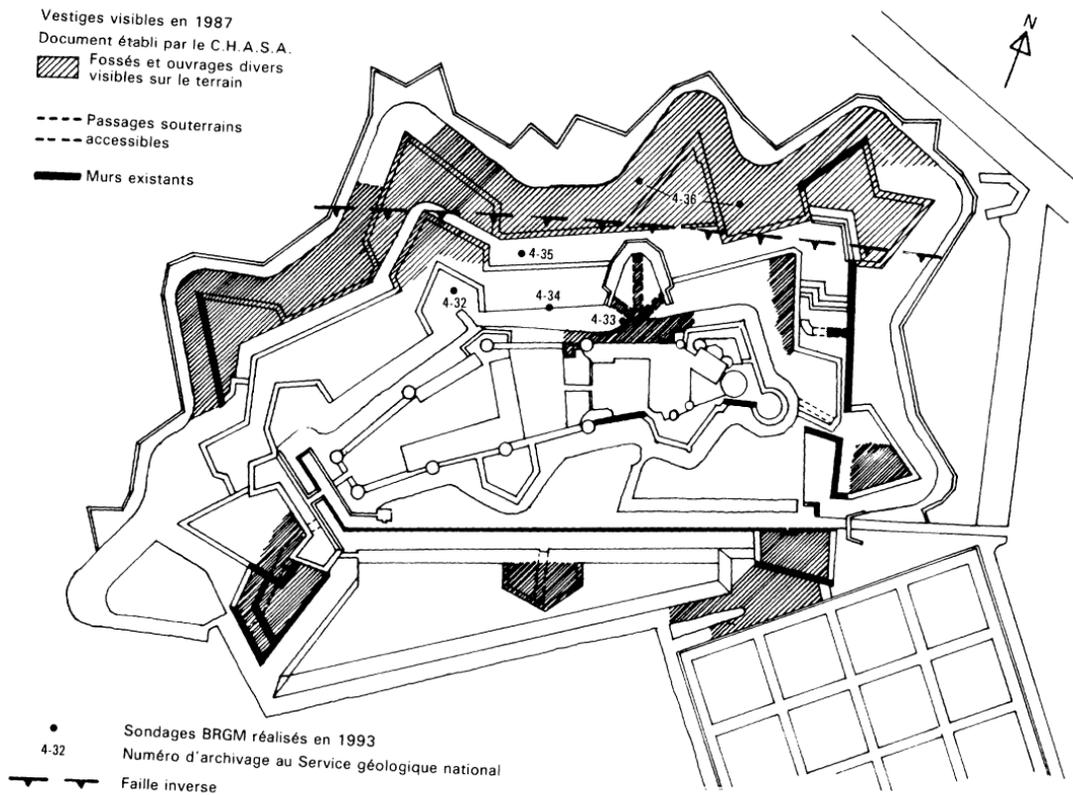


Fig. 11 - Position supposée de la faille inverse au Nord de la forteresse de Montrond

Mise en place des bassins lacustres

La distension éo-oligocène se manifeste principalement sur les accidents méridiens ou de directions proches (N160°E) qui découpent le Sud du bassin de Paris en plusieurs panneaux (fig. 12). D'Ouest en Est :

— panneau I. Il est surélevé, dépourvu de dépôts lacustres et situé immédiatement à l'Ouest de Bommiers (feuilles à 1 / 50 000 Ardentes et Issoudun) ;

— panneau II. Il correspond à un graben dissymétrique, délimité par les accidents de Bommiers et de Lignièrès. Ce fossé est envahi par une sédimentation détritique, sables et argiles kaoliniques, jusqu'à la latitude de Pruniers (1/50000 Ardentes). Plus au Nord, la composante sableuse disparaît et des granules calcaires apparaissent dans les argiles. Des faciès franchement calcaires ont même pu exister, auxquels pourraient se rattacher les lambeaux de calcaires lacustres visibles près d'Issoudun ;

— panneau III. De type hémi-graben, il présente un léger pendage en direction de l'Ouest. Vers l'Est, ce panneau est limité par les accidents de Chambon et de l'Arnon méridional ;

— panneau IV. Ce panneau effondré est délimité par des accidents tantôt méridiens, tantôt N140°E ;

— panneau V. Il constitue en quelque sorte le pendant oriental du panneau I.

Plusieurs lacs et /ou marécages s'installent dans les points bas nouvellement créés :

• **Bassin lacustre de Lignièrès.** Ses dépôts, dépourvus d'éléments de datation directe, avaient été corrélés avec le complexe détritique de Brenne d'âge éocène supérieur (feuilles à 1/50000 Issoudun et Ardentes). Mais les nombreux sondages réalisés dans le cadre du levé de Saint-Amand-Montrond, et d'autres plus anciens conservés à la banque de données du sous-sol (BSS), ont montré que les Argiles de Lignièrès *l.s.* reposent sur la cuirasse terminale du Brenne et lui sont donc postérieures. Elles sont donc post-distension éo-oligocène et de même âge que les Calcaires lacustres du Berry.

Le bassin de Lignièrès est un bassin complexe divisé en deux parties inégales :

— à l'Ouest, la superficie la plus importante se développe sur un quadrilatère d'environ 15 km de côté. La profondeur, variable, y est en moyenne d'une vingtaine de mètres. Originellement, cette dépression (II, fig. 12) était limitée sur sa bordure ouest par les accidents de Bommiers et Ambrault; au Nord, elle s'étendait peut-être jusqu'à Issoudun et incluait les quelques témoins de calcaires lacustres qui y sont encore conservés ; vers le Sud, elle pouvait atteindre Vicq-Exempt : la présence de quelques affleurements du complexe détritique de Brenne suggère que ceux-ci aient pu être protégés de l'érosion par une couverture d'Argiles de Lignièrès aujourd'hui disparue; à l'Est, ce

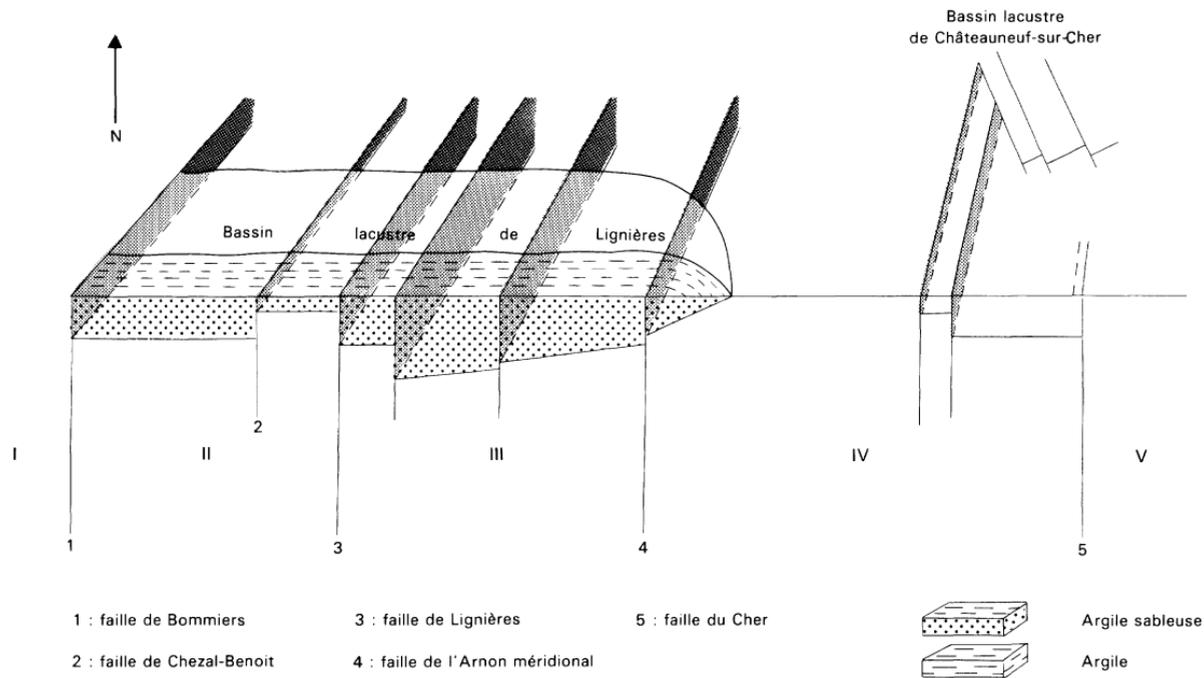


Fig. 12 - Structuration éo-oligocène de la région de Saint-Amand-Montrond

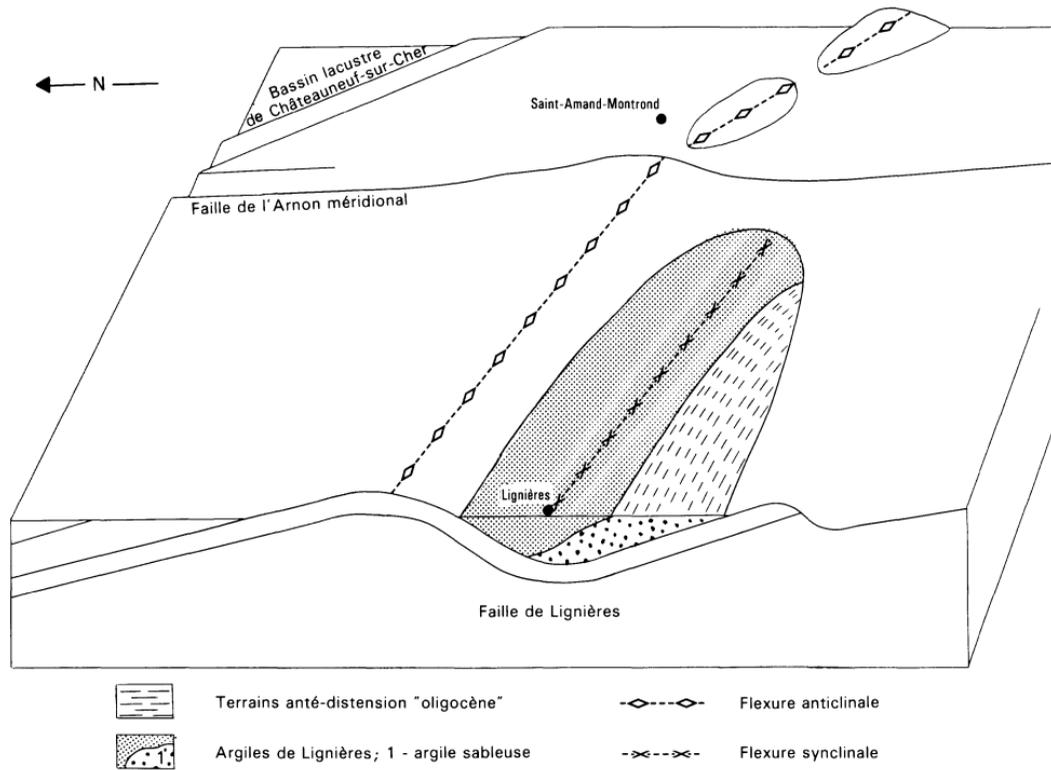


Fig. 13 - Esquisse du plissement de la partie orientale du bassin lacustre de Lignières
incluant une possible compression des structures du Grand
et Petit-Terre (Saint-Amand-Montrond)

bassin communiquait avec la partie basse du panneau basculé jointif (III, fig. 12) ;

— à l'Est, une gouttière (fig. 13) incluse dans le panneau III, qui s'évase et plonge légèrement en direction de l'Ouest. Sa profondeur maximum est alors de l'ordre d'une quarantaine de mètres.

• **Bassin lacustre de Châteauneuf-sur-Cher.** Ce bassin, induit par la distension éo-oligocène, est un héli-graben d'orientation N140°E, s'approfondissant vers le Sud-Ouest avant de se relever rapidement à la faveur des failles méridiennes (failles de Chambon) et d'accidents N140°E.

Le bassin de Châteauneuf-sur-Cher, bien que très proche du bassin de Lignières, semble en avoir été séparé par un seuil (failles de Chambon et de l'Arnon méridional). Les détritiques de ce dernier sont en effet inconnus dans le bassin de Châteauneuf-sur-Cher. Ceci suppose aussi des alimentations par des cours d'eau différents.

• **Bassin du Cher à l'amont de Saint-Amand-Montrond.** Il occupe en rive gauche du Cher un héli-graben délimité, à l'Ouest par l'accident de l'Arnon méridional, à l'Est par la faille du Cher. Vers le Sud, dans sa partie méridionale qui actuellement coïncide approximativement avec la bordure sud de la feuille de Saint-Amand-Montrond, ce troisième bassin se charge en détritiques proches des Argiles de Lignières ; vers le Nord il est vraisemblable qu'il se liait au bassin de Châteauneuf-sur-Cher qu'il alimentait en eau.

• **Dépôts sablo-argileux lacustres de la forêt de Meillant.** Dans la forêt de Meillant on observe une série, aujourd'hui discontinuée, de dépôts sablo-argileux, qui semble s'ouvrir vers l'Est. Ces dépôts sont un témoin de la liaison qui, à l'Oligocène, liait le bassin de Châteauneuf-sur-Cher au Nord et le bassin du Cher au Sud. La présence importante de détritique dans ces affleurements suggère deux explications : une arrivée par l'Est à la faveur d'un point bas dans la cuesta bajocienne; une phase de plissement postérieure déformant le bassin lacustre en trois bassins plus petits, du Nord au Sud, le bassin du Cher, les dépôts de la forêt de Meillant, le bassin de Châteauneuf-sur-Cher. La recherche négative de pendage en direction du Sud dans les carrières du Bathonien qui bordent au Nord les dépôts argileux, tout comme la non-localisation d'un point bas dans la cuesta, ne permettent pas de trancher en faveur des différentes hypothèses.

Conclusions

À l'évidence et pour l'essentiel, la structuration méridienne de la feuille Saint-Amand-Montrond est générée par sa localisation en bordure de l'accident majeur que constitue la faille Sennely—Chezal-Benoit, limite entre le bloc armoricain et le sous-bloc biturige.

À l'Éo-Oligocène, le rejeu en touches de piano de ces accidents crée des points bas, bassins aussitôt envahis par des lacs. Dans un

second temps, au Mio-Pliocène, ces bassins sont comprimés, fracturés et découpés.

Le relief actuel est la résultante de tous ces mouvements et des jeux différentiels de l'érosion.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES

La végétation est conditionnée par la nature du sol. Les terrains triasiques, argileux, gréseux, sont le plus souvent boisés (forêt de Bornacq); ils donnent également de mauvaises prairies et quelques surfaces cultivées lorsque le sol a été drainé. Les terrains hettangiens et sinémuriens, calcaires, sont essentiellement employés à la culture des céréales. Les zones occupées par les formations du Pliensbachien et du Toarcien, marneuses et argileuses, forment le bocage et sont consacrées à l'élevage ; de plus en plus, le drainage permet d'améliorer certaines parcelles. Le Bajocien, presque entièrement décalcifié (terres à chailles), constitue des terrains assez médiocres pour l'agriculture ; de plus, les éléments de décalcification, siliceux, particulièrement durs, font subir à l'outillage une très forte usure; aussi, de grandes zones sont recouvertes par la forêt (forêt d'Habert, bois de Puvigny et de la Couy, bois de Meillant). Les terrains calcaires du Bathonien et du Callovien, qui forment au Nord de la carte une bande d'environ 3 km de large, sont le domaine de grandes cultures (blé, orge, tournesol, maïs). À l'exception des calcaires lacustres, les formations tertiaires, gréseuses (type Brenne) ou argileuses (Argiles de Lignièrès), avec des sols pauvres, acides, sont de très mauvaise qualité pour la culture mais aussi pour la forêt (bois de Saint-Thibault, forêt d'Ineuil) où les arbres demeurent souvent rabougris ; ces argiles sont par contre très favorables à la réalisation d'étangs (étang de la Chelouze). Les sables pliocènes (Formation d'Ardentes) sont humides l'hiver, séchant l'été, et demandent alors à être irrigués; ils demeurent malgré tout des sols assez médiocres. Les alluvions, notamment la plaine alluviale, sont réservées à l'élevage.

GÉOGRAPHIE HUMAINE

La région est essentiellement agricole, peu peuplée, avec un habitat relativement dispersé. Les principales communes sont Saint-Amand-Montrond, 12800 habitants, sous-préfecture; Lignièrès, 1900 habitants ; Le Châtelet, 1 200 habitants.

L'autoroute A 71, permet de relier Saint-Amand-Montrond à Paris en 2 h 30 et Clermont-Ferrand en 1 h 30. Elle donne à cette région, située au centre de la France, une position géographique privilégiée qui devrait contribuer à son développement industriel et touristique. Elle dispose en outre de sites prestigieux, comme le château de Meillant,

l'abbaye de Noirlac, la forteresse de Montrond, en pleine réfection, et plus à l'Ouest, le château de Lignières, pour ne citer que ceux situés dans le périmètre de la carte.

SUBSTANCES UTILES

Trias

À La Vilotte et aux Gobillats (Sud d'Ardenais) subsistent de nombreuses fouilles entaillées dans les grès triasiques, qui ont servi de matériaux à la fabrication de meules domestiques dont de nombreux vestiges ont été retrouvés (Bernon, 1987).

Rhétien

À La Groutte, les grès feldspathiques attribués au Rhétien ont été exploités pour le kaolin.

Hettangien

De très nombreuses carrières, toutes abandonnées, entaillent cette formation près de Saint-Amand-Montrond (Petit et Grand-Tertre) et en rive gauche du Cher, depuis le Sud d'Orval jusqu'à La Groutte. Quelques carrières sont également visibles dans la région de Loye-sur-Arnon, et à l'Est du Châtelet.

Les calcaires hettangiens ont servi à la fabrication de la chaux, comme en témoignent les fours en ruines de Vougon et de La Groutte. On les utilisa aussi comme pierre à bâtir, notamment au château de Montrond, où, au XVII^e siècle, ils apparaissent dans le bastion du « Grand Cavalier » (Pomerol, 1992 : p. 261). À La Groutte, en bordure de la D 97, une carrière a été aménagée à des fins pédagogiques.

Sinémurien supérieur

Les marno-calcaires ont été utilisés pour l'amendement dans le secteur de La Pahas, à l'Est du Châtelet, de même que les marnes du Carixien (La Petite-Pahas, Nord-Est du Châtelet).

Bajocien

Décalcifié sur une dizaine de mètres d'épaisseur, le Bajocien, qui apparaît le plus souvent sous forme de « terre à chailles », a été très peu utilisé. Une seule carrière, au Bois-Chétif, en bordure de la D 35 reliant Noirlac à Bruère, a livré des calcaires à entroques, employés vraisemblablement comme matériaux de construction.

Rubéfié, il a été exploité pour le minerai de fer, comme en témoignent les nombreuses fouilles répertoriées dans les bois de Meillant,

ainsi que les ferriers, mais également comme matériaux de remblaiement (Les Roches).

Bathonien—Callovien

Les carrières de La Celle—Bruère ont fonctionné depuis l'époque romaine, comme l'atteste la borne milliaire gallo-romaine, en calcaire oolitique du Bathonien, située au carrefour central de Bruère, et sensée marquer le centre de la France (Pomerol, 1992 : p. 260).

Les calcaires à oolites, les calcaires à entroques du Bathonien et du Callovien, se retrouvent dans de nombreuses constructions régionales : cathédrale de Bourges, abbaye de Noirlac, château de Meillant, église de La Celle,... Aujourd'hui, une seule carrière demeure en activité, à La Celle, où l'on exploite de façon artisanale les calcaires oolitiques pour la fabrication de moellons et la restauration.

Complexe détritique de Brenne

Les grès ont servi de matériau de construction des maisons du village, à La Petite-Prahas, au Nord-Est du Châtelet ou encore au Petit-Foulinin. Conglomérats, grès, silixites, très massifs, ont été concassés pour le remblai des chemins (Le Petit-Bonnefond, Nord de Loye-sur-Arnon). Les sables ont également été exploités (Le Gros-Bois, angle sud-ouest de la feuille).

Argiles à minerai de fer pisolitique

Des puits d'extraction sont visibles à La Grande-Maison, commune d'Ineuil, à La Lécherie, commune de Morlac. De nombreuses fouilles, peu profondes (1,50 m maximum) peuvent être observées dans les bois, à l'Ouest de Bigny, mais surtout dans le secteur de La Croix-des-Mines sur la commune de Chambon.

Calcaires lacustres

Ils ne semblent pas avoir été utilisés dans le périmètre de la carte Saint-Amand-Montrond. Seuls les calcaires entièrement silicifiés rencontrés aux Varennes (angle sud-ouest de la feuille) ont été concassés d'une façon très artisanale (à la main, comme en témoignent les petits tas de cailloux épars) pour l'empierrement des chemins avoisinants.

Sables de la Formation d'Ardentes

Détritiques, argileux, ils servent de sous-couche pour les routes et sont exploités occasionnellement. Lors des levés de la carte, seule une petite carrière était en activité (la Font-Tixier) sur la commune d'Ardenais.

Alluvions Fx

Utilisées également comme sous-couche, elles sont l'objet de nombreuses exploitations : au Nord de Bruère-Allichamps mais surtout à Orval. Une nouvelle carrière vient de s'ouvrir à La Trollière, commune d'Orval.

Alluvions Fy-z du Cher

Elles ont été et sont encore très utilisées, notamment dans la maçonnerie. Les centres d'extractions se situent à La Roche, en rive gauche ; au Nord de Saint-Amand-Montrond, en rive droite ; à Farges-Allichamps en rive gauche ou encore en rive droite, au Sud du Priat, sur la commune de Bruère-Allichamps.

RESSOURCES EN EAU

La carte couvre un secteur de la bordure sud des terrains sédimentaires du Secondaire du Bassin parisien, depuis le Trias jusqu'au Jurassique moyen; le paysage est marqué par la cuesta du Bajocien qui traverse la carte d'Ouest en Est, de Saint-Hilaire-en-Lignièrès à Saint-Amand-Montrond.

Le réseau hydrographique est guidé par la géologie de la région. Les cours d'eau s'écoulent vers le Nord, suivant le pendage des couches géologiques, mais l'Arnon bute sur la cuesta du Jurassique moyen qu'elle longe vers l'Ouest jusqu'à la trouée de Lignièrès.

De son côté, le Cher s'écoule vers le NNW, dans le prolongement de l'accident qui apparaît juste à l'Ouest de Bouzais.

- Quatre formations géologiques constituent un réservoir aquifère :
- les alluvions du Cher ;
 - les sables de la Formation d'Ardentes ;
 - les calcaires du Jurassique moyen ;
 - les calcaires du Lias inférieur.

Alluvions du Cher

Les alluvions du Cher, très grossières, forment un aquifère régulier dont l'épaisseur mouillée est de l'ordre de 4 m. Alimenté par le Cher, le niveau d'eau est fortement influencé par celui du cours d'eau (*cf.* étude du champ 572-8-9).

La productivité des ouvrages est assez bonne en général (40 à 60 m³/h), les débits spécifiques étant de 20 à 30 m³/h/m. Certains ouvrages présentent des productivités plus fortes lorsqu'ils trouvent des chenaux de sédiments grossiers plus épais (jusqu'à 30 m³/h pour 0,3 m de rabattement).

Sur le plan chimique, l'eau présente les caractéristiques suivantes :

pH : 6,8 à 7,2
résistivité : 1 760 à 2625 Ω .cm
TH : 16 à 24°F

La variabilité est donc assez grande selon la part des apports latéraux.

La nappe est très vulnérable aux infiltrations de surface, ce que traduit le graphique des teneurs en nitrates (fig. 14). De même, on peut trouver de nombreux éléments provenant d'activités situées très en amont (Cu, Zn,...).

La nappe des alluvions est captée par des puits traditionnels souvent abandonnés, mais surtout par les champs captants de la ville de Saint-Amand-Montrond (champ actuel 572-4-13 et champs de reconnaissance 572-4-29 et 572-8-9).

Les alluvions de l'Arnon sont beaucoup plus argileuses. On rencontre cependant quelques ouvrages pour l'irrigation près d'Ids-Saint-Roch, mais il est probable qu'il s'agisse d'ouvrages mixtes intéressant aussi des calcaires du Lias.

Sables de la Formation d'Ardentes

La Formation d'Ardentes comprend des couches sableuses qui constituent un petit aquifère perché entre les vallées. On la rencontre de part et d'autre de Lignières et au Sud. Plusieurs sources naissent au contact de ces sables sur le substratum argileux des Argiles de Lignières; c'est principalement le cas du captage d'eau potable de Favardines (572-8-4) qui offre un débit assez stable de 7 m³/h environ.

Sur le plan chimique, les analyses les plus récentes indiquent les paramètres suivants (572-8-4) :

pH : 7,4 à 8,5
résistivité : 6300 à 6700 Ω .cm
TH : 5,8 à 8°F
NO³ : 4 à 18 mg/l

C'est donc une eau très peu minéralisée, n'ayant pas circulé longtemps dans le sous-sol.

Cette nappe est très vulnérable mais bénéficie d'un environnement relativement favorable (habitat dispersé, pas de grandes cultures).

La relativement faible épaisseur de l'aquifère et sa faible réserve relèguent cette ressource à un rang très secondaire.

Calcaires du Jurassique moyen

Les grandes barres calcaires du Jurassique moyen peuvent fournir de l'eau à deux niveaux.

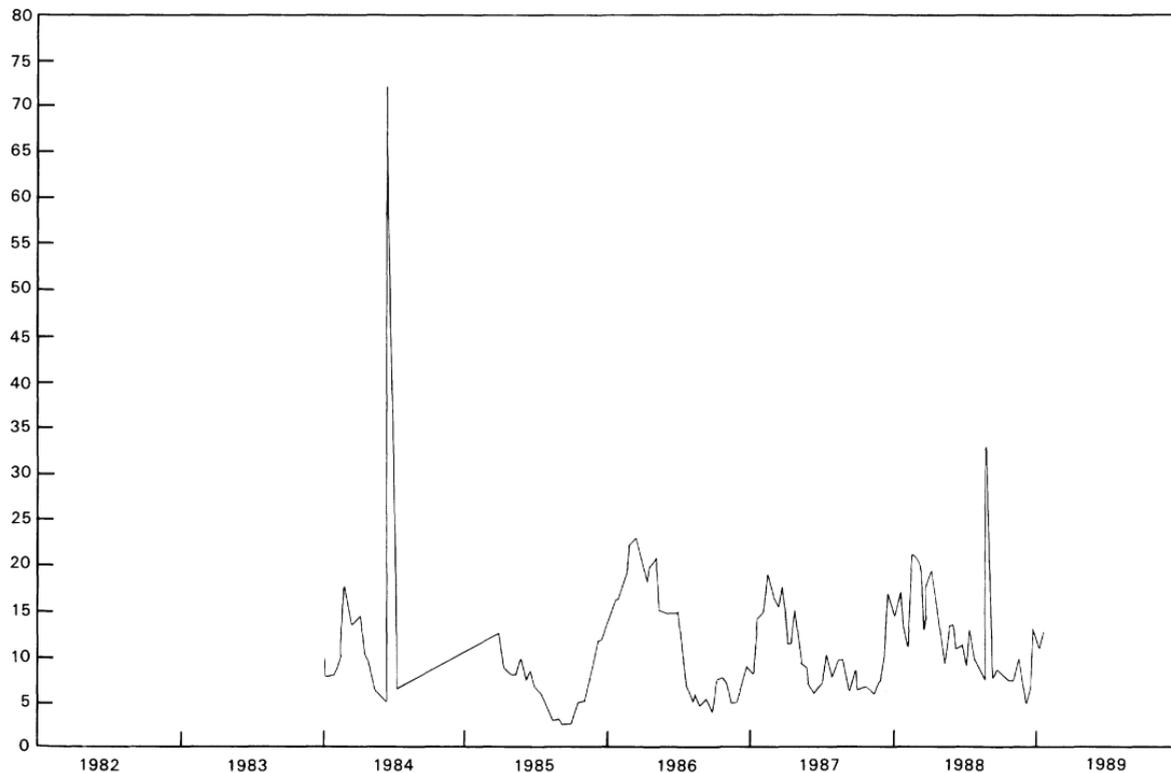


Fig. 14 - Évolution de la teneur en nitrates (mg/l) du champ captant de Saint-Amand-Montrond (nappe alluviale)

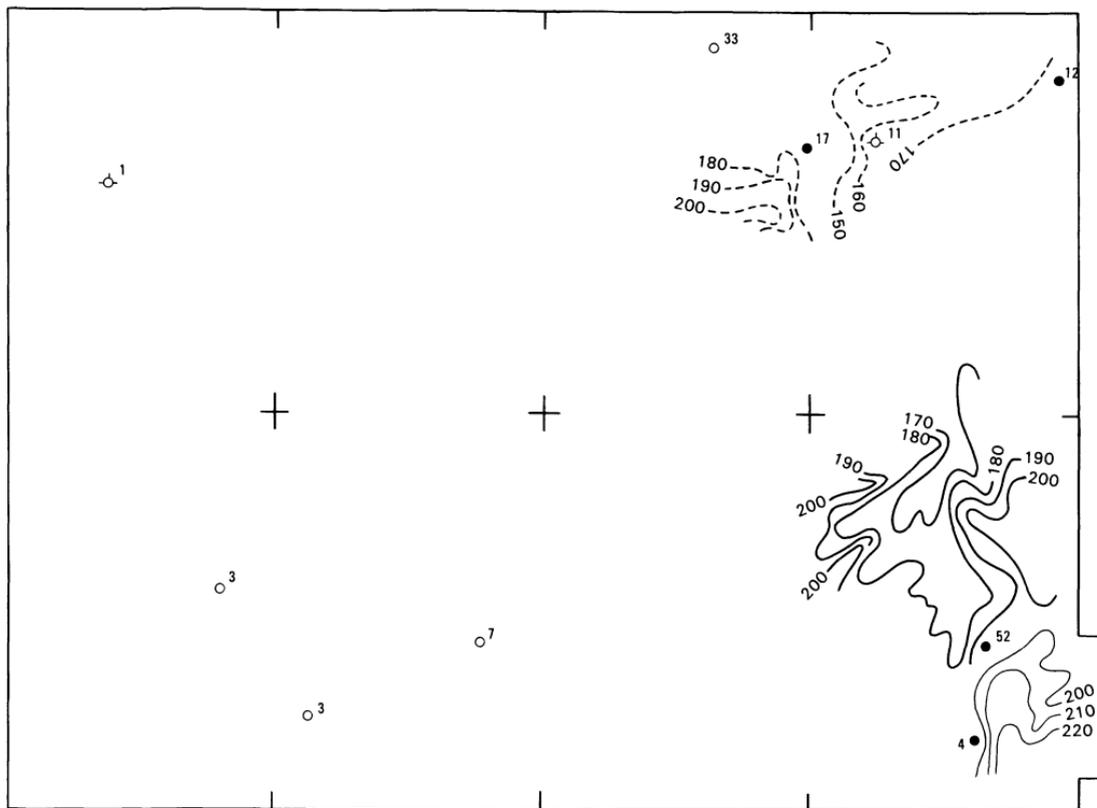
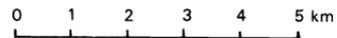


Fig. 15 - Carte piézométrique

-  Division en huitième de feuille
1/25 000
-  12 Source et indice de classement
dans le huitième de feuille
-  11 Forage d'alimentation en eau
potable et indice de classement
-  7 Autre forage et indice
de classement

Courbes piézométriques et altitude :

-  200 Nappe des sables
de la Formation d'Ardentes
-  160 Nappe du Jurassique moyen
-  180 Nappe du Lias inférieur



• Les **calcaires oolitiques et bioclastiques du Callovien et du Bathonien** offrent une porosité de matrice favorable à l'existence d'une nappe reconnue par forage à La Celle (572-4-11) mais aussi plus au Nord, hors de la carte (Venesmes, Saint-Baudel, Saint-Ambroix). Plusieurs sources naissent au contact de ce réservoir sur des alluvions argileuses (572-3-17, 572-4-10 et 12,...).

La piézométrie ne peut être connue qu'autour de la vallée du Cher, au Nord-Est de la carte. Sous Farges-Allichamps, l'imperméabilité que traduit le gradient hydraulique correspond à l'argile de décalcification plutôt qu'au réservoir calcaire, les puits étant trop peu profonds. Par contre, les points d'eau situés à l'Est montrent un drainage de la nappe par le Cher (fig. 15).

La productivité de cet aquifère est connue d'une façon très fragmentaire :

— Meillant 572-4-12 (source) : 18 m³/h ;

— La Celle 572-4-11 (forage) : 80 m³/h pour 23,7 m de rabattement.

Par contre, le forage de Vallenay (572-3-33) n'a pas rencontré un même réservoir (2,6 m³/h seulement). Plus au Nord, des forages agricoles produiraient 100 m³/h.

La chimie de l'eau traduit le milieu calcaire :

pH : 7,1

résistivité : 1475 à 1 620 Ω.cm

TH : 39°F

L'augmentation de la teneur en nitrates sur le forage de La Celle (fig. 16) traduit la vulnérabilité de la nappe et sa contamination régulière par les activités humaines.

Cette nappe n'est exploitée que pour l'eau potable dans les communes situées au Nord-Est de la carte : Meillant et La Celle.

• Les **calcaires du Bajocien**, silicifiés, ne présentent pas de niveaux à porosité primaire, mais ils sont aquifères dans les secteurs fracturés et karstifiés. C'est le cas du forage de Lignièrès (572-1-1) où la productivité est de 54 m³/h pour 7,7 m de rabattement, mais est limitée à cause de l'entraînement des particules fines du karst.

À Lignièrès, la qualité de l'eau traduit plutôt une circulation rapide :

résistivité : 3060 Ω.cm

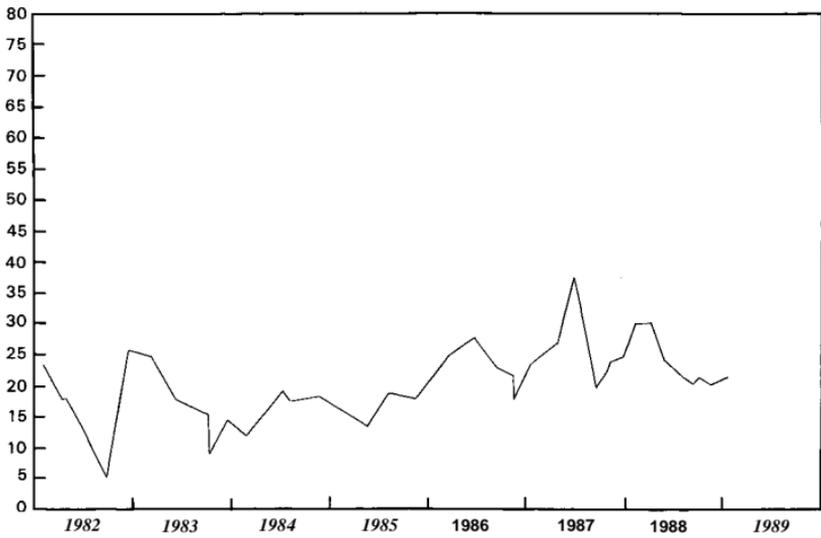
TH : 17°F

De même, la variation de la teneur en nitrate ne montre aucune évolution lente, mais plutôt des pointes « accidentelles » qui soulignent la vulnérabilité de la nappe (fig. 17).

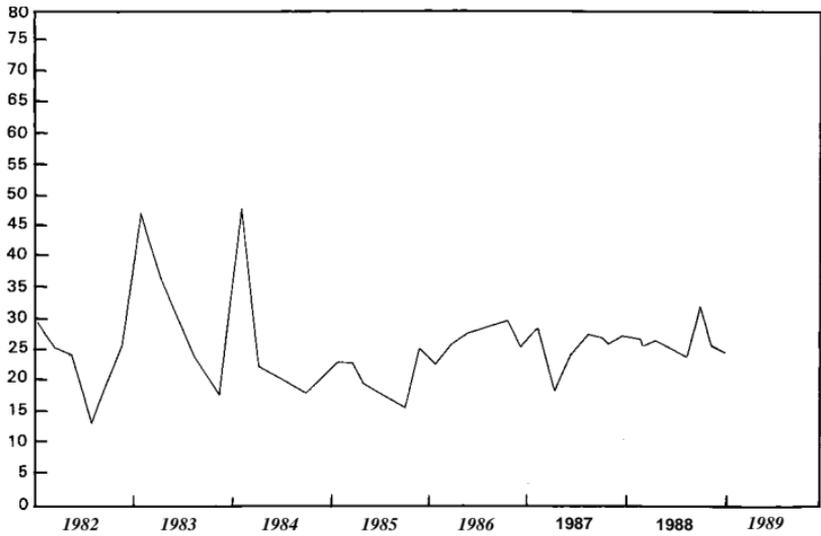
Actuellement, la nappe du Bajocien n'est exploitée que par deux ouvrages à Lignièrès : pour eau potable (572-1-1) et pour l'irrigation.

Calcaires du Lias

Les calcaires du Sinémurien se sont révélés aquifères à la faveur de fractures qui se manifestent par des arrivées d'eau brutales, la matrice étant elle-même compacte.



**Fig. 16 - Évolution de la teneur en nitrates (mg/l)
dans la nappe du Bathonien-Callovien
(forage 572-4-11)**



**Fig. 17 - Évolution de la teneur en nitrates (mg/l) dans le Bajocien
(forage de Lignières 572-1-1)**

Trois forages sont connus pour leur productivité dans le secteur ouest de la carte :

- Maisonnais (572-5-3) : 205 m³/h pour 10 m de rabattement;
- Châtelet (572-6-3) : 133 m³/h pour 22 m de rabattement;
- Châtelet (572-6-7) : 40 m³/h.

À l'Est, où les puits traditionnels sont nombreux, la piézométrie (cf. fig. 15) met en évidence un milieu plutôt peu perméable. Aucun forage n'est connu dans ce secteur.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les ruines de *la forteresse de Montrond*, au confluent du Cher et de la Marmande, couronnent une butte constituée de sédiments du Trias supérieur, du Rhétien et de l'Hettangien.

Le site, occupant une position stratégique remarquable, fut probablement habité dès la préhistoire. Le premier château de pierre date de 1225. Il fut assiégé par les Anglais vers 1492 et plus tard occupé par les protestants à deux reprises. Sully en fit relever les ruines à partir de 1606 avec des calcaires blancs, jaunes, oolitiques ou à entroques, extraits des carrières de Bruère—La Celle. En 1621, il est obligé de le vendre au père du Grand Condé qui, sous la maîtrise d'oeuvre de Sarrazin, va profondément modifier le site.

Pour résister à l'évolution rapide de l'artillerie, les fortifications sont partiellement enterrées. Inspiré de l'architecture militaire italienne, c'est du Vauban avant le grand ingénieur. Les nouveaux murs sont construits avec les calcaires de l'Hettangien, alors que des masses importantes de matériaux sont déplacées pour construire les bastions, cavaliers, demi-lunes, ravelins. Aussi, sur la face nord, divers affleurements d'argiles vertes ou lie-de-vin triasiques, sont en fait des terrains déplacés. Par ailleurs, l'Hettangien, au pendage très redressé, constitue l'essentiel du soubassement du vieux château. Enfin, une grande faille longe le site sur sa bordure nord. Au-delà, affleure le Carixien dont la présence a pu être confirmée par deux sondages réalisés par le BRGM dans le cadre du levé de cette carte.

La création, en 1970, d'une association (le Cercle d'histoire et d'archéologie du Saint-Amandois) a fait qu'actuellement des travaux importants de restauration sont en cours, avec certaines structures en voie d'achèvement.

Quelques sites préhistoriques méritent d'être signalés, succinctement :
— *La Groutte*. Situé sur un éperon constitué de calcaires hettangiens dominant la vallée du Cher, site d'habitat et défensif de hauteur : Néolithique moyen (≈ 3000 ans). Des fouilles ont eu lieu de 1969 à

1975 (Études sur le Néolithique de la région Centre, 1977; Amis du musée Saint-vic, 1980);

— *Orval* Site des champs d'urnes découvert sur une terrasse du Cher. Âge du bronze (800 ans av. J.C.) ; des fouilles ont été réalisées de 1962 à 1985 ;

— *Bruère-Allichamps*. Sur une terrasse du Cher, cimetière gallo-romain tardif, jusqu'au XVII^e siècle (« le Vieux-Cimetière »). Des fouilles eurent lieu en 1989, liées aux travaux autoroutiers, par l'Association des amis du Prieuré d'Allichamps (Hugoniot, 1969, 1988; Ledoux, 1971-1973; Baillieu et Cabezuelo, 1989).

La plupart des objets issus des fouilles de ces sites sont conservés au musée Saint-Vic de Saint-Amand-Montrond.

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

L'itinéraire proposé est consacré aux formations secondaires et tertiaires qui affleurent sur la carte. Les conditions d'observation sont celles qui prévalaient en 1992, lors des levés. Mais avant tout il importe de rappeler que :

— les carrières sont des propriétés privées, leur accès est donc soumis à une autorisation du propriétaire ;

— la visite d'une carrière présente toujours des dangers d'accidents (chûtes de pierres, éboulements, risques de blessures ou de contamination du fait de déchets ou de matériaux de décharges qui peuvent y être déversés).

Pour réaliser l'excursion, en supplément de la carte géologique Saint-Amand-Montrond, on pourra utiliser les documents suivants :

— les cartes Michelin à 1/200000, n^{os} 68 et 69 ;

— la carte touristique IGN à 1/10000, n° 35 ;

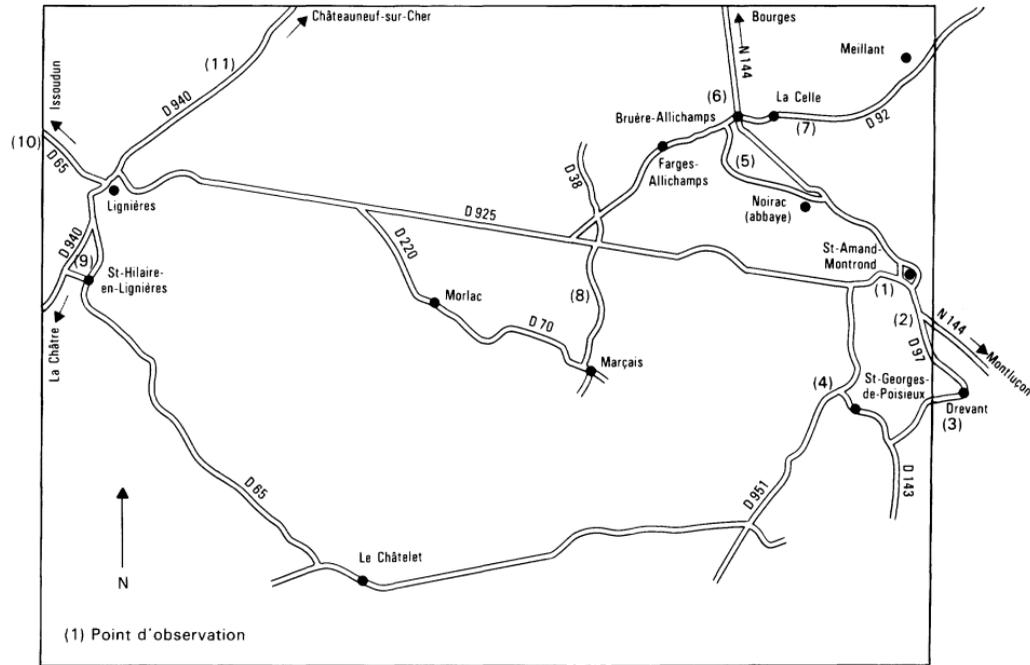
— le guide géologique régional : Val de Loire (Alcaydé *et al.*) Paris : Masson édit ;

— le document du BRGM n° 212 (J. Lorenz).

L'excursion peut débiter à Saint-Amand-Montrond, à la forteresse de Montrond qui fut construite sur les calcaires hettangiens. On remarquera le fort pendage des couches vers le Sud. Entre le château et les entrées des galeries du Grand-Cavalier on peut observer, outre les bancs de calcaires, un niveau plus argileux, feuilleté, pétri de coquilles d'huîtres (1, fig. 18).

Reprendre la N 144 en direction de Montluçon. Au col, entre Petit et Grand-Tertre, affleurent des grès (2) riches en feldspath, attribués au Rhétien.

Quitter la N 144 vers la droite en empruntant la D 97 en direction de Drevant. Cette route traverse des champs très rouges, argileux ou gréseux qui appartiennent au Trias. À Drevant, continuer à droite la



**Fig. 18 - Itinéraire à travers les formations géologiques de la feuille
à 1/50 000 St-Amand-Montrond**

D 97, traverser le Cher et passer sous la ligne de chemin de fer, poursuivre sur environ 300 m. Sur la gauche se trouve une vaste carrière (3) qui entaille la base des calcaires hettangiens. Cette carrière a récemment été aménagée à des fins pédagogiques : une coupe détaillée

est donnée à proximité de la carrière. Sur le plateau, au-dessus de la carrière, on peut suivre le rempart de l'oppidum de La Groutte. Derrière la carrière, sur le flanc surplombant la ligne du chemin de fer affluent, de façon discontinue, des argiles rouges triasiques, des grès moyens feldspathiques (rhétiens?) surmontés par des alternances d'argiles vertes et de calcaires blanchâtres hettangiens.

Rejoindre La Groutte puis prendre en direction de Saint-Georges-de-Poisieux. Au carrefour de la D 143 et de la D 951, dans le talus de la route (4), un petit affleurement montre le Sinémurien supérieur, calcaro-marneux, riche en fossiles (huîtres, entroques). Tout près de là, vers le Sud, Les Cottards, gisement célèbre pour ses faunes carixiennes puisqu'il a fourni à A. d'Orbigny le type de nombreuses ammonites. Récemment, le chemin creux qui était le principal affleurement a été empierré.

Retour vers Saint-Amand-Montrond par la D 951, puis prendre la N 144 en direction de Bourges. Après quelques kilomètres, obliquer sur la gauche avec la D 35 en direction de Noirlac. Les pentes herbeuses situées au Nord de la route délimitent les marnes du Toarcien, alors qu'au-dessus débute la forêt qui est implantée sur un sol argileux, pétri de chailles (décalcification du Bajocien). À Noirlac, une visite de l'abbaye cistercienne, fondée en 1150 par Saint-Bernard, s'impose. Poursuivre en direction de Bruère-Allichamps. Sur la droite, à l'amorce de la courbe, une petite carrière (5) entaille des calcaires jaunâtres du Bajocien. Ces calcaires sont massifs, ou en plaquettes, parfois riches en entroques, avec des accidents siliceux blanchâtres.

Continuer vers Bruère-Allichamps. Cent mètres après le pont du Cher, un petit affleurement (6) côté droit de la rue, montre des calcaires bioclastiques, parfois riches en entroques, avec des brachiopodes qui datent ces calcaires du Callovien. Au sommet de l'affleurement s'individualise un banc de calcaire blanchâtre, à pâte fine qui tranche très nettement avec les faciès bioclastiques.

Cent mètres plus loin, traverser le carrefour du « Centre de la France » matérialisé par une borne milliaire, puis emprunter la D 92 en direction de La Celle. Après le village, de part et d'autre de la route, de grandes carrières (7) s'ouvrent dans les calcaires du Bathonien et du Callovien. Côté sud, une carrière encore en exploitation montre de beaux calcaires oolitiques, très blancs, au sein desquels apparaissent des accidents siliceux, l'ensemble étant attribué au Bathonien. Côté nord, les carrières entaillent des calcaires bioclastiques jaunâtres, riches en entroques et en brachiopodes. La base de la carrière serait bathonienne alors que le sommet renferme des faunes du Callovien. La limite entre les deux étages reste imprécise.

Pour ceux qui désirent visiter le château de Meillant, continuer jusqu'à ce village.

Retour vers Bruère, traverser le Cher et prendre la D 92 en direction de Farges-Allichamps ; au carrefour avec le D 38, prendre sur la gauche, traverser la D 925 et continuer la D 38 jusqu'à la hauteur du lieu-dit les Roches. Sur la droite, d'anciennes carrières (8) sont ouvertes dans des faciès un peu particuliers. À l'origine, il s'agissait de calcaires bajociens, qui, à la fin de l'Éocène, ont été transformés par une phase de décalcification, de silicification et de rubéfaction. Ils sont ferrugineux ce qui leur donne une teinte rouge sang très typique.

Reprendre en direction de Marçais où l'on peut voir, dans les champs, de nombreuses chailles dues à la décalcification du Bajocien, avant d'atteindre les marnes du Toarcien. À Marçais, tourner à droite en direction de Morlac, emprunter la D 70 puis, à Morlac, continuer avec la D 220. Au carrefour avec la D 925, prendre sur la gauche en direction de Lignières. À Lignières, où l'on peut visiter le château, se diriger vers La Châtre par la D 940. Trois kilomètres plus loin, sur la gauche une petite route permet de rejoindre Saint-Hilaire-en-Lignières. En bordure de cette route on peut observer (9) une formation jaunâtre, rougeâtre, massive, sans stratification, avec des éléments de chailles jurassiques. Cet affleurement est à rapporter aux dépôts dits « de Brenne », d'âge éocène.

Retour à Lignières, puis se diriger vers Issoudun par la D 65. À la limite des cartes Saint-Amand-Montrond et Ardentes, de nombreuses carrières (10) sont ouvertes dans des sables rougeâtres, plus ou moins grossiers, quartzo-feldspathiques, qui appartiennent à la Formation d'Ardentes, d'âge pliocène supérieur.

Pour une dernière observation, revenir vers Lignières et prendre la D 940 en direction de Châteauneuf-sur-Cher. Faire 5 km, jusqu'à la hauteur de la décharge municipale. À droite du chemin qui conduit au Plessis, mais juste en bordure de la D 940, se trouve une petite carrière (11) dont la base, souvent noyée, correspond aux calcaires oolitiques du Bathonien. Au-dessus, les calcaires bioclastiques riches en entroques et en brachiopodes appartiennent au Callovien. Au sommet de la carrière s'observent des calcaires à pâte fine se débitant en plaquettes.

BIBLIOGRAPHIE

ALCAYDÉ G., BROSSE R., CADET J.P., DEBRAND-PASSARD S., GIGOUT M., LORENZ C, LORENZ J., RAMPNOUX J.P., RASPLUS L. (1976) — Guides géologiques régionaux : Val de Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Paris : Masson édit.

AMIS DU MUSÉE SAINT-VIC (1980) — p. 100-113.

AUTRAN A., DERCOURT J. *et al.* (1980) — Évolution géologique de la France. Mémoire BRGM, n° 107.

AUTRAN A., GÉRARD A., WEBER C. (1976) — La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 18, p. 1119-1132.

BERGERAT F. (1985) — Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse doct. univ. P. et M. Curie, Paris, 85-07, 315 p.

BERNON A. (1987) — Les ateliers de taille à meules à bras de Saint-Christophe-le-Chaudry et d'Ardenais. Cahiers d'archéologie et d'histoire du Berry, n° 91.

BLÉS J.L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) — Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) ; comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111, 17 fig.

CASTAING C. avec la collaboration de AUTRAN A., DELPONT G., TURLAND M. (1984) — Évolution des différents contextes tectoniques et géodynamiques du socle du bassin de Paris depuis le Protérozoïque. Nouvelles hypothèses sur la nature de l'anomalie magnétique. Programme géologie profonde de la France, thème 2 : anomalie magnétique bassin de Paris. Documents BRGM, n° 81-2, p. 163-183, 22 cartes.

CASTAING C. DEBÉGLIA N. (1992) — A new method for combining gravimetric and geological data. *Tectonophysics*, 204, p. 151-162.

CAVELIER C., GUILLEMIN C.B., LABLANCHE G., RASPLUS L., RI VELINE J. (1979) — Précisions sur l'âge des calcaires lacustres du Sud du bassin de Paris d'après les Characées et les Mollusques. *Bull. BRGM* (2), sect. 1, n° 1, p. 27-30.

CHÂTEAUNEUF J.J. (1977) — Nouvelle contribution de la palynologie à la datation du Tertiaire continental de la Brenne. *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 4.

COLLECTIF (1977) — Études sur le Néolithique de la région Centre. Actes du colloque inter-régional de Saint-Amand-Montrond.

CORNET F.H., BURLET D. (1992) — Stress field determinations in France by hydraulic tests in boreholes. *J. Geophysical Research*, vol. 97, n°B8, p. 11829-11849.

COUREL L. (1964) — Identification de Trias marin sur la bordure nord du Massif central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 87-88.

COUREL L. (1970) — Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse, Dijon, 3 vol.

DAGINCOURT M. (1881) — Note sur la géologie des environs de Saint-Amand (Cher). *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), IX, p. 223-242.

DEBÉGLIA N., DEBRAND-PASSARD S. (1980) — Principaux accidents issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain dans le sud-ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXII, n° 4, p. 639-646.

DEBRAND-PASSARD S. (1977) — Étude préliminaire du Portlandien et du Purbeckien du Berry (bassin de Paris, départements du Cher et de l'Indre). *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 14, n° 4, p. 83-86.

DEBRAND-PASSARD S. (1978) — Données nouvelles sur la tectonique du Sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2), sect. 1, n° 3, p. 268, 1 fig.

DEBRAND-PASSARD S. (1979) — Le Calcaire de Von, formation à spongiaires d'âge oxfordien supérieur de la Champagne berrichonne occidentale (départements de l'Indre et du Cher). Analyse des principaux faciès et de leur répartition. *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 3, p. 205-211.

DEBRAND-PASSARD S. (1982) — Le Jurassique supérieur du Berry (sud du bassin de Paris, France). Mémoire BRGM, n° 118, 227 p., 104 fig., 13 pl. (thèse État, Dijon, 1980).

DEBRAND-PASSARD S., FLEURY R., LABLANCHE G., DEBÉGLIA N. (1989) — Néotectonique de la Sologne et de la Champagne berrichonne (sud du bassin de Paris). Apports et problèmes liés à l'utilisation du chevelu hydrographique. *Bull. Soc. fr. ét. Quaternaire*, n° 3, p. 137-150, 10 pl.

DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. (1980) — Fracturation de la Champagne berrichonne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. 22, n° 4, p. 647-653.

DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G. (1992) — L'énigme des buttes de Gron (Champagne berrichonne, sud du bassin de Paris) : un piégeage de sédiments crétacés dans un graben d'âge liasique réactivé à la fin de l'Éocène. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 4, p. 57-61.

DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., FLAMAND D., SOULAS J.P. (1977) — Carte géol. France (1/50000), feuille Bourges (519). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Debrand-Passard avec la collaboration de N. Desprez, P. Bos, E. Durand, F. Trautmann, A. Bambier (1977), 45 p.

DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., HALFON J., BUISSON J.L. (1972) — Carte géol. France (1/50000), feuille Châteauroux (544). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Debrand-Passard (1972), 18 p.

DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., REYX J., FLAMAND D. (1975) — Carte géol. France (1/50000), feuille Issoudun (545) Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Debrand-Passard, avec la collaboration de R. Médioni (1975), 26 p.

DEBRAND-PASSARD S., LORENZ J., MOUTERDE R. *et al* (1977) — Journées d'étude sur les formations jurassiques du Berry central. 29-30 septembre, 1-2 octobre. Groupe français d'étude du Jurassique.

DEBRAND-PASSARD S., MARCHAND D., LORENZ J., ODIN G.S. (1980) — Les variations de faciès, dans le département du Cher, à la limite Dogger-Malm. Tentative de reconstitution géologique. *Bull Soc. géol Fr.* (7), t. XXII, n° 4, p. 567-572.

DEBRAND-PASSARD S., MÉDIONI R., LABLANCHE G., FLAMAND D., avec la collaboration de MARTIN B., PETITFILS B., AUDBOURG B. (1978) — Carte géol France (1/50000), feuille Vatan (518). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Debrand-Passard avec la collaboration de R. Médioni, N. Desprez (1978), 48 p.

DELFAU M., LENÔTRE N. (1992) — Mouvements verticaux actuels dans le nord du Massif central et le sud du Bassin parisien. Comparaison de nivellements. Rapp. BRGM CR 35-411 GEO/SGN 92.

FLEURY R., LABLANCHE G., MAUGENEST M.C. (1994) — Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Martin-d'Auxigny (492). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Fleury, G. Lablanche, M.C. Maugeness, Y. Gros, P. Maget (1994), 64 p.

FRAISSE C., LORENZ C., LORENZ J., PROST A. (1987) — Carte géol. France (1/50000), feuille La Châtre (594). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Fraisse, C. Lorenz, J. Lorenz, A. Prost, (1987), 56 p.

FREYTET P., LEROUGE G., LORENZ C., LORENZ J. (1986) — Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région ; stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du sud du bassin de Paris. *Bull inf. géol bassin Paris*, vol. 23, n° 2, p. 3-15.

GARCIA J.P. (1992) — Les variations du niveau marin sur le bassin de Paris au Bathonien-Callovien : impacts sur les communautés benthiques et sur l'évolution des ornithellidés (Terebratellidina). Thèse doct. univ. Dijon.

GÉLY J.-P., LORENZ C, LORENZ J., OBERT D. (1992) — Faille de Sennely - faille du Cher : un grand accident subméridien du Bassin parisien entre le bloc armoricain et le sous-bloc biturige. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 4, p. 27-38, 6 fig.

GROS Y., MARTIN P. (1981) — La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapp. BRGM, 81 SGN 859 GEO, 18 p., 11 fig.

GROSSOUVRE A. (de) (1885) — Sur l'oolithe inférieure du bord méridional du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), XIII, p. 379-381.

GROSSOUVRE A. (de) (1888) — Compte rendu de l'excursion du 2 septembre aux environs de Saint-Amand-Montrond. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), XVI, p. 1099-1103.

GROSSOUVRE A. (de) (1905) — Feuille Bourges au 320000°. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 105, tome XVI (1904-1905).

GUILLEMIN C.B. (1976) — Les formations carbonatées duçaquicoles tertiaires de la région Centre (Briare, Château-Landon, Berry, Beauce). Thèse 3^e cycle, Orléans, 258 p., 97 fig.

HÉRITIER F., VILLEMEN J. (1971) — Mise en évidence de la tectonique profonde du bassin de Paris par l'exploitation pétrolière. *Bull. BRGM* (2), 1, p. 11-30, 1 pl.

HUGONNIOT E. (1969) — Une aire d'habitation du XV^e siècle de Bruère-Allichamps. *Revue archéologique du centre de la France*, n° 30, t. VIII, fasc. 2, p. 11-132.

HUGONNIOT J.Y. (1988) — Le Prieuré Saint-Etienne-d'Allichamps. Nouvelles approches archéologiques. *Cahiers d'archéologie et d'histoire du Berry*, n° 95, p. 33-42.

LABLANCHE G. (1982) — Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne (étude cartographique, pétrographique, reconstitution du milieu de sédimentation). Documents BRGM, n° 49, 127 p., 4 cartes h.t.

LABLANCHE G. (1984) — Carte géol. France (1/50000), feuille Châteauneuf-sur-Cher (546). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, D. Marchand, N. Desprez (1984), 34 p.

LABLANCHE G. (1992) — Carte géol. France (1/50000), feuille Nérondes (520). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, D. Marchand, A. Lefavrais, S. Debrand-Passard, Y. Gros, P. Maget (1992), 44 p.

LABLANCHE G. (1993) — Carte géol. France (1/50000), feuille Dun-sur-Auron (547). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, S. Debrand-Passard, Y. Gros, P. Maget, D. Marchand (1993), 49 p.

LABLANCHE G., MARCHAND D., GARCIA J.P., DUBUGET M. (1991) — Lithostratigraphie et structuration du sous-bloc biturige (sud du bassin de Paris) au Dogger et au Malm. *Géologie de la France*, n° 2, p. 31-38, 3 fig.

LAUNAY L. (de) (1892) — Études sur le plateau central. La vallée du Cher dans la région de Montluçon. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, IV, p. 289-328.

LEDOUX L. (1971-1973) — La voie centique Bourges-Drevent. *Cahiers d'archéologie et d'histoire du Berry*, n° 24-25, p. 57-70; n° 32, p. 39-50.

LEROUGE G. (1984) — Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du sud du bassin de Paris (France). Thèse 3° cycle, Orléans, 2 vol., 170 p. + annexes.

LEROUGE G. (1987) — Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le sud du Massif armoricain. Thèse État, Paris-Sud (Orsay).

LORENZ C. (1980) — Interprétation rhégnatique de deux structures du sud du bassin de Paris : l'anticlinal de Saint-Amand-Montrond (Cher) et le bassin de Lys-Saint-Georges (Indre). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXII, p. 663-667.

LORENZ C, LORENZ J. (1975) — Carte géol. France (1/50000), feuille Ardentes (571). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Lorenz, J. Lorenz, avec la collaboration de S. Debrand-Passard (1975), 12 p.

LORENZ J. (1992) — Le Dogger du Berry. Contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes au Jurassique. Documents BRGM, n° 212, 394 p. (thèse doc. univ. Paris VI, 1989).

LORENZ J., LORENZ C, BERGERAT F., BERNARD P., MÉNOT J.C. (1985) — Études structurales et sédimentologiques sur la couverture mésozoïque de la partie méridionale de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : rapport entre le sous-bloc biturige, le fossé de la Loire et le bloc bourguignon. GPF2, thème 2. Documents BRGM, n° 95, p. 137-149.

MÉGNIEN C. (coord.) (1980) — Synthèse géologique du bassin de Paris. Mém. BRGM, n^{os} 101, 102, 103.

MICHARD A., AUBAGUE M., LEFAVRAIS A., L'HOMER A. (1979) — Le Lotharingien supérieur dans le bassin des Causses : stratigraphie et évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXI, n^o 1, p. 3-10.

MOUTERDE R., DOMMERGUES J.L. (1978) — Le gisement des Cottards (ou Coutards), coupe du Carixien du Cher. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 15, n^o 2, p. 65-69.

POMEROL C. (1992) — Terroirs et monuments de France. Itinéraires de découvertes. Orléans : BRGM.

PRICHONNET G. (1967) — Étude sédimentologique et interprétation paléogéographique du Permo-Trias sur la bordure nord du Massif central (du Morvan à la Marche). Thèse, Bordeaux.

TOURENQ J. (1989) — Les Sables et argiles du Bourbonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur. Étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Documents BRGM, n^o 174, 2 vol., 653 p.

TRÉMOLIÈRES P. (1981) — Mécanismes de la déformation en zones de plate-forme, méthode et application au bassin de Paris. Deuxième partie. *Rev. Inst. fr. pétrole*, vol. 36, n^o 4, p. 395-428 ; n^o 5, p. 579-593.

WEBER C. (1973) — Le socle anté-triasique sur la bordure sud du bassin de Paris d'après les données de la géophysique. *Bull. BRGM*, sect. II, n^o 3 et 4, p. 219-343.

Carte géologique de la France à 1/80000

Feuille *Issoudun*, 1^{re} édition (1885) par A. de Grossouvre; 2^e édition (1941) par A. de Grossouvre.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés sur le territoire de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Centre, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUE ET ANALYSES

- A. LEFAVRAIS (BRGM), D. MARCHAND, J.L. DOMERGUES
(univ. de Dijon) : ammonites.
J.H. DELANCE, J.P. GARCIA (univ. de Dijon) : brachiopodes.
D. FAUCONNIER, G. FARJANEL (BRGM) : palynologie.
C. MONCIARDINI (BRGM) : micropaléontologie.
Y.M. LE NINDRE, P. MARTEAU (BRGM) : pétrographie.
F. PILLARD (BRGM) : argiles.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Gérard LABLANCHE, géologue au BRGM, avec la collaboration de :

- Didier MARCHAND, maître de conférences à la faculté des sciences de Dijon, pour le Callovien et FOxfordien inférieur;
- Andrée LEFAVRAIS-RAYMOND, ingénieur géologue, collaborateur de la Carte géologique, pour la paléogéographie du Trias et du Lias;
- Serge DEBRAND-PASSARD, Yves GROS, Nicole DEBÉGLIA, ingénieurs géologues au BRGM, pour la tectonique ;
- Philippe MAGET, ingénieur géologue au BRGM, pour l'hydrogéologie ;
- Dominique LALLIER, Cercle d'histoire et d'archéologie du Saint-Amandois, pour la préhistoire et l'archéologie.

Présentation au CCGF : 16 mars 1993.
Acceptation de la carte et de la notice : 17 juin 1993.
Impression de la carte : 1994.
Impression de la notice : novembre 1994.

ERRATUM

Figure 7 (p. 45). Les figurés des cartouches inférieur et supérieur ont été inversés.

Lire: points = Bassin permo-carbonifère de Bourges;
lignes horizontales = Leucogranites.